ORSAY
Série A,
N° d'ordre
1750

UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD
CENTRE D'ORSAY

THÈSE

PRÉSENTÉE À LA FACULTÉ DES SCIENCES D'ORSAY
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES

PAR
Hervé BELLON

SÉRIES MAGMATIQUES NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES DU POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE, COMPARÉES DANS LEUR CADRE GÉOCHRONOMÉTRIQUE
-IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES-

Soutenue le 24 Novembre 1976 devant la Commission d'Examen

M.M. J.H.BRUNN — Président
F.BARBERI — Rapporteur

B.BIJU-DUVAL
J.BONNIN
R.BROUSSE
J.DUBOIS
G.FERRARA
— Examinateurs

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548104_0020

ORSAY
Série A,
N°d'ordre
1750

UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD
CENTRE D'ORSAY

THÈSE

PRÉSENTÉE À LA FACULTÉ DES SCIENCES D'ORSAY
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES

PAR
Hervé BELLON

SÉRIES MAGMATIQUES NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES DU POURTOUR DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE, COMPARÉES DANS LEUR CADRE GÉOCHRONOMÉTRIQUE
-IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES-

Soutenue le 24 Novembre 1976 devant la Commission d'Examen

M.M. J.H.BRUNN — Président
F.BARBERI — Rapporteur

B.BIJU-DUVAL
J.BONNIN
R.BROUSSE
J.DUBOIS
G.FERRARA
— Examinateurs

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Thèse de Doctorat-ès-Sciences

par Hervé Bellon

Errata et notes de relecture

Abréviations utilisées

p - page — e lettre corrigée
t - tableau — lettre mot corrigé
f - figure
l - ligne

p.4 du résumé	l.18	lire: Oranais au lieu de Aranais.
p.4 du texte	l.8	ajouter: laves alcalines
p.7	l.7 et 8	lire: d'une part il se forme...(...de la réaction), d'autre part il se forme...
	l.15	les rapports isotopiques.
p.8	fig.1	lire: $0,566.10^{-10}an^{-1}$ au lieu de $...cm^{-1}$.
p.11	l.2	l'échantillon.
p.16	l.21	lire: fortement potassiques et hyperpotassiques.
p.24	l.7	lire: 1 Torr correspond à 1 mm de mercure.
	l.22	bien sûr.
p.26	t.5	lire: g^{-1} au lieu de g^{Γ}.
p.27	t.6	lire pour Ph. du Mézenc: $1,31.10^{-6}cc$ au lieu de $3,90.10^{-6}cc$.
p.28	l.3	muscovite de Berne.
	l.14	emballer.
	l.19	Physikalisches.
p.33	l.21	Physikalisches.
p.34	l.23	lire: des mesures réalisées à l'implantation.
p.35	t.8	colonne $\%40\ Ar^{*}/40\ Ar_{total}$ ($40\ Ar^{*}$ = argon radiogénique)
p.37	l.20	utilisé.
p.39	bas de page	ajouter: ou des molécules d'eau H_2O deux fois ionisées: H_2O^{2+} soit à la masse $18x2 = 36$. La réaction additive $H_2O^{2+} + 1/2\ H_2$ au niveau des fours à mousse de titane conduit au pic 37. A l'endroit du filament se produit postérieurement une dissociation moléculaire.
p.42	t.9	colonne 3 (Beckinsale). $\lambda K = 0,566.10^{-10}an^{-1} + 8,67.10^{-13}an^{-1} = 0,5746.10^{-10}\ an^{-1}$ Calcul de R à 4 décimales: Smith: 0,1237; Lippolt: 0,1228; Beckinsale: 0,1171.
p.43	t.10	lire: $-dN/dt = \lambda N$

p.44 lire: $^{40}Ar^{*}$ (40 Ar radiogénique)

$$T = 4320 \log_{10}(1 + 134,7 \frac{^{40}Ar^{*}}{^{39}K})$$

p.47 l.4 lire:...peut être faite grâce à la formule.

p.48 t.11,l.6 $R = {}^{40}Ar^{*}/{}^{40}Ar_{total}$

bas de page ajouter: l'imprécision est donc d'autant plus grande que l'échantillon est moins radiogénique.

p.49 l.25 ...rétention de l'argon; à moins de 1Km.

p.58 l.7 la lettre D,G,I ou α

p.63 t.17 Echantillon 3317 piste de Bieder.

p.65 t.19 Grande Kabylie: Aït Zelall au lieu de Zelad.
M.Rivière au lieu de R. Rivière.

p.76 t.29 1619 I

p.80 t.33 diagnose pétrographique: échardes de verre rhyolitique

p.81 dans les diagnoses pétrographiques, l'abréviation abs. signifie absence.

p.82 74187 Andésite à amphibole 1706 (Réf.exp.) 1,29(%K_2O) 1,0498(Poids) 4,7(%$^{40}Ar^{*}/{}^{40}Ar_t$) $18,7 \pm 2,6$MA(âge)

p.86 Ile d'Alboran Des résultats nouveaux obtenus depuis confirment cette période oligomiocène de l'activité du volcan. Un tuf volcanique remaniant sous forme de blocs les coulées antérieures et marquant la dernière activité a été daté à 20 millions d'années (âge de la matrice).

p.90 l.5 lire: le volcanisme est en position interne, au lieu de externe.

p.92 f.8 Boudinar (au lieu de Boudinas) Moulouya (au lieu de Mouloya).

p.93 l.25 en galets.

p.94 l.16 dans ces sédiments au lieu de dans les sédiments.

p.96 l.14 et 15 (échantillon 73.39)
l.16 et 17 lire: des petits pointements intrusifs de basanite.
l.27 à amphibole (suppression du s).

p.97 l.1 à amphibole (suppression du s).
l.13 "enserrée entre l'Atlas au sud, les Hauts Plateaux au sud-est".

p.98 f.10 Hauts Plateaux - Siroua.

p.100 f.11.D Hamam Bou Ghara; Rapporter l'échantillon 3317 à l'affleurement situé au bord de mer sous le trait de coupe AB.

p.101 l.5 domaine. l.23 ante volcanique.

p.103 l.11 lire: volcanique au lieu de chronologiquement.

p.104 f.12 légendes: γ - granite
et ς - diorite et granodiorite
ϱ - rhyolite
α - andésite

p.106 l.2 monzonite à diopside automorphe et biotite subautomorphe

l.9 sur la côte à l'est de Ténès l'échantillon 8060 a été prélevé.
l.17 un liseré qui souligne le bassin de Menacer.

p.108 l.10 série molassique marine datée.
l.13 Cap Djinet.
l.17 les tuffites de Grande Kabylie ajouter: Aït Zelall.

p.112 l.11 Bejaïa.

p.114 l.8 argileux à son sommet.
l.12 échantillons.
l.24 au sens tectonique du terme.

p.116 l.23 Aquitano-Burdigalien.

p.117 l.8 D. Velde) l.14 kilomètres carrés, et des îlots.

p.118 f.18

p.119 l.21 et à la Fauchelle.

p.121 l.11 ne s'écartant.
l.24 Le dyke d'Aïn ed Deflaïa recoupe les marnes et argiles du flysch numidien. Le dôme de l'Oued Belif repercerait dans sa partie sommitale la base du flysch numidien. D'après N. Crampon, 1973.

p.122 l.10 es Seïd.
l.26 dû.

p.125 l.6 série ignimbritique SI_2.
l.18 "helvétienne".

p.127 coupe synthétique Puits Oristano 2, Campidano 1 (inverser les traits de rappel sur la carte).

p.128 l.24 Sardaigne septentrionale.

p.129 l.19 rhyolite alcaline".
On doit ajouter à ce pointement de tuf rhyodacitique localisé au nord du Cap Blanc, un autre pointement néogène (13 à 12 MA) affleurant dans la zone alpine de la Corse dans les schistes lustrés: la minette (lamprophyre potassique (D. Velde, 1968)) de Sisco, attribuée jusqu'alors au Pliocène en raison de la similitude existant entre cette roche et celles de l'archipel toscan, datées du Pliocène.

p.134 l.12 estérellites.
l.14 et 15 Ce volcanisme est contemporain de celui qui accidente la région située au nord de Montpellier, daté entre 31,6 et 24,7 MA.

p.136 l.2 accidents NE-SW.
l.14 stratigraphie.
l.17 quarantaine.

p.138 l.1 Cet épisode, la phase orogénique ante Tortonien, a affecté.
l.11 Rambla del Cajor.
l.17 au Serravalien. l.26 au Serravalien.

p.140 l.27 à amphibole.

p.143 l.25 dacitique.

p.144 l.15 (âge: 10,9 $\pm$ 0,5 MA).

p.160 l.24 lire: échantillon 6135 au lieu de 6035.

p.161 l.13 C. Robin 1970.

p.165 t. Corrélations géochronologie - micropaléontologie.
Ce tableau doit être lu de la façon suivante:
Col.1 (à gauche): informations données par D. Vass.
Col.2 (centrale) : zonation micropaléontologique établie par G. Bizon.
Col.3 (à droite) ; chronologie d'après le présent travail.

p.172 l.13 Rajouter: un travail récent (F. Albarède et al., 1977 RAST, Rennes, p.4) attribue des âges plateaux (obtenus par la méthode 39 Ar - 40 Ar) de 84 ± 4 et 80 ± 4 MA à la syénite de Fitou.
L'échantillon que nous avions daté provenant d'un filon probablement hydrothermalisé, l'âge plus ancien cité peut donc être mis en corrélation.
l.17 lire: des renseignements contradictoires au lieu de résultats contradictoires.

p.174 l.4 A. Faure - Muret.

p.175 l.14 africaine. l.19 africaine....européenne.

p.178 f.31 nappes telliennes.

p.179 l.16 correspondent.

p.182 l.28 "Strait de Bonifacio" ou détroit.

p.184 l.8 lire: l'hypothèse de leur cuisson due.
l.9 ZIJDERVELD

p.185 l.16 et 17 européen; africaine; calabrais
l.19 Monts Péloritains

p.187 l.6 ajouter: synchrones de ou même.

p.188 f.34 Columbretes

p.189 III Données du volcanisme en mer.
1. Méthodes géophysiques.
ajouter à "Aucune idée d'âge ne peut ressortir de l'étude, si ce n'est dans le cas particulier de certaines structures où volcanisme et sédimentaire environnant sont intimement liés": corps intrusifs recoupant la série sédimentaire (horizon) ou coulées interstratifiées.

p.190 l.16 banc de Tofino .
l.22 Gneiss de Ceuta:. roches datées.
ajouter: ce rajeunissement est d'un âge comparable à celui mis en évidence par T.P. Loomis (1972) sur les minéraux des gneiss environnants du complexe de Ronda.

p.191 f.35 on lira: banc de Djibouti, de Tofino, de Xauen.

p.192 l.5 (Mar Menor).
l.13 atteint, sous le Pliocène à -150 mètres, des graviers de basalte.
l.16 ajouter: montre à l'heure actuelle un volcanisme qui me paraît de nature alcaline.

p.194 A propos du volcanisme en Corse, l.6, le lecteur pourra se reporter aux notes de lecture de la page 129.
l.18 la référence G. Ferrara et al. (1976) à paraître doit être remplacée par F. Barberi et al. (1977) (voir remarque p.342).

p.195 Symbole de "Direction des fissures d'émissions" ∅

p.199 l.12 par basification, il faut entendre injection massive de volcanisme dans une croûte de nature continentale.

p.205 Tableau de présence des roches plutoniques.
Modifier: Sardaigne — un affleurement — microdiorite d'Alghero
Maroc — un affleurement — microdiorite d'Ouichane

p.206 Rajouter: la droite K_2O/SiO_2 représentant le complexe de Cavallo

%SiO_2	%K_2O
58	1,6
68	1,8

en abscisse, lire 65% de SiO_2 au lieu de 70%.

p.207 l.3 (analystes: R. Duret, A. Pantaloni, pour K_2O, H. Bellon).
l.18 lire: aurait pu être ajouté au lieu de pourrait être ajouté.

p.212 sous le tableau 48, remarques (3): le terme x représente dans les inégalités, un élément chimique autre que SiO_2.

p.216 lire dans les légendes: Ninkovich.

p.218 f.41 + (échantillon 1522

p.220 l.14 supprimer: (figure)

p.221 l.16 ajouter: marge de variation de Al_2O_3 de 14,4 à 15,4%.
l.29 lire: séries calcoalcalines.

p.223 l.13 lire $K_2O + Na_2O \simeq 10\%$.
l.27 et 28 supprimer: donc représentant une absence de termes andésitiques pauvres en silice.

p.224 l.4 et 5 lire: High Al basalts.

p.227 l.3 Cap Djinet. l.9 même remarque.
l.23 ajouter: Cette très large variation de l'indice de solidification SI dans une "fourchette" d'âge réduite (moins de 2 millions d'années) permet d'approcher le thème de la durée de la différenciation des laves au sein d'une série magmati-

que, par le processus d'une cristallisation fractionnée. La chronologie radiométrique n'autorise pas une discussion plus avant, en raison du recouvrement des datations, lié à l'incertitude affectant chaque âge déterminé.

p.233 l.5 ...de MgO; il présente un rapport K_2O/Na_2O de 0,88.

p.234 l.6 Minéralogie - phénocristaux sanidine

l.13 SiO_2 à la norme Ry/hy + Di $< 0,45$.

p.237 l.14 lamproïtes perpendiculairement

l.23 lire: à Ouichane (tableau n°15), en Espagne

l.24 ajouter : ou presque totalement absents comme en Sardaigne (exception doit être faite de la microdiorite d'Alghero datée à 26 MA (résultat nouveau) (sous presse)).

p.241 t.52 Ages (MA)

lire pour l'échantillon 6054 A: 9,25± 0,3

pour l'échantillon 7041 :14,6 ± 0,5

remarque 1 ligne2 le Chenoua.

p.242 t.53 Ce tableau et le tableau 52 se rapportent à la figure 12, page 104.

lire: âge de 7073 A (Tifes) = 12,4 ± 1,2 MA et non ± 0,2 MA.

p.244 f.47 échantillon 7041 - rajouter sous la flèche montrant le déplacement du point représentatif SiO_2 = 75,5%.

p.246 f 49 lire: les lettres renvoient à la localisation. Les courbes 1, 2, 3 et 4 se réfèrent aux propositions de G.A. Joplin (1968).

1 - Série shoshonitique de Yellowstone Park.

2 - Série calcoalcaline en général.

3 - Série alcaline du Japon.

4 - Série alcaline d'Hawaï.

p.252 l.27 Alcalins $Na_2O + K_2O$/Silice.

p.253 f.51 localiser "Toulon" par une flèche partant en direction SW à partir du 7 (de 7 - 5) jusqu'à la côte. Tracer les traits de rappel horizontaux à gauche de Mont Dore et Cantal.

p.254 f.52 Le sill de minette de Sisco ne devrait pas figurer sur cette carte en raison de son âge (déterminé quelques mois après la mise en page de ce travail) de 12,5 MA.

p.255 l.15 autorise.

p.261 f.53 bis supprimer A, B, C, D, sous le diagramme.

p.262 l.1 ajouter: mis en évidence par d'autres auteurs en d'autres lieux: ainsi, en Sicile...

p.268 l.26 ajouter: ces laves à teneurs en K_2O voisines se placent sur une courbe qui suit la forme de l'arc.

p.271 l.7 ajouter: en relation éventuelle avec un processus de subduction.

p.272 l.22 Djinet.

p.273 l.3 tardif.

p.274 l.4 seuil de Massanet.
l.5 (cf. Annexe II)
l.10 Larsen l.15 a été invoquée l.23 m'a conduit
l.24 la subduction.

p.276 f.54 Lire: Calabre correspondant à la flèche entre Rift de Montpellier et l'Europe est en position fixe.
f.55b Lire: lithosphère.

p.278 l.10 110 Km sont subductés.

p.283 f.58 asthénosphère lithosphère.

p.285 f.59 Les lettres portées sur les coupes schématiques replacent celles-ci sur la carte de la zone Espagne-Alboran - Maroc.
Note - Cette figure a pour but de montrer l'évolution d'une zone en subduction (marge africaine) sous la marge européenne: subduction continue pendant 10 millions d'années, suivie d'une double fragmentation lithosphérique sous la marge marocaine et sous la marge espagnole.

p.286 l.21 Lire: D'abord, la subduction se faisant suivant un angle de 30° (dans notre modèle), la rupture de la lithosphère subductée ne s'amorcerait qu'au moment de la collision plaque africaine - massifs internes.

p.287 l.6 Lire: extension et non disposition.

p.291 l.12 ajouter: être plus importante.

p.295 l.11 effectuées l.15 distingués.

p.298 l.17 Lire: des émissions fissurales.
l.24 La Limagne n'est ponctuée de volcanisme

p.300 l.16 incertitude au lieu d'erreur.
l.18 volcanisme crustal.

p.302 l.11 méditerranéenne.

p.303 l.12 Lire: au sein de et non au cours de.

p.304 l.25 ajouter la phrase manquante: La structure géologique au nord de la plaque africaine peut être résumée ainsi avant tout mouvement - Du sud vers le nord.

p.314 l.7 supprimer la parenthèse devant: La figure 62
l.23 plus"qu'une maille de mesure très lâche", c'est le faible nombre de mesures de flux thermique en Méditerranée qui est en cause et qui n'autorise pas à parler de zones. Seule la Mer ligure (cf. pages suivantes) a fait l'objet d'investigations plus nombreuses.

p.317 l.22 ajouter: et le pôle M.MgO.

p.318 l.20 la plaque chevauchante au lieu de plaque subductée.

p.321 l.1 dans leur pâte de l'orthopyroxène et un polymorphe de haute température de la silice.

p.326 l.6 d'El Aouana.

p.327 l.11 Les massifs internes.
l.28 de ces séries.

p.346 réf.4 Camus, Cantagrel - lire Vialette.
réf.5 Mesure par la méthode à l'argon.

p.347 ajouter la référence manquante:

Cox A., Dalrymple G.B. (1967)
Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of Potassium-Argon dating.
JGR, V.72, n°10, pp.2603-2614.

p.352 La référence Ferrara et al. (1976) doit être remplacée par: Barberi F., Bizouard H., Capaldi G., Ferrara G. Gasparini P., Innocenti F., Joron J.L., Lambret B., Treuil M., Allègre C. (1977).
Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. Report of D.S.D.P. Vol. 42 A (in press).

p.359 réf.7 Lire Burdigalien.
réf.8 Magonthier.

p.363 réf.7 Lire: HSU.

p.367 réf.3 l.2 eventi geologici.

AVANT - PROPOS

Lors du lancement de l'Action Thématique Programmée "Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords" en 1972, Monsieur le Professeur BROUSSE avait déjà discerné l'intérêt immense que pouvait représenter une étude chronologique du magmatisme néogène et quaternaire du pourtour méditerranéen. Je remercie les membres du comité scientifique de l'ATP d'avoir accepté puis financé ce projet.

Le laboratoire de mesure d'âges radiométriques, par application de la méthode K-Ar, que nous avions créé grâce à un contrat de la DGRST, représentait la structure de base qui nous permettrait d'entreprendre dans une première étape une datation systématique des provinces magmatiques. La deuxième étape, après deux années de travail qui aboutirent à définir une chronologie sommaire, consista à reprendre l'étude sur des arguments magmatologiques en relation avec l'histoire géodynamique de la zone méditerranéenne.

J.C. PHILIPPET a assuré , au cours de ces quatre années, une part de la lourde responsabilité du bon fonctionnement technique du laboratoire, outil essentiel dans l'atteinte du but que je m'étais fixé.

Ce travail ne pouvait être réalisé que sur un échantillonnage significatif prélevé sur le terrain par ceux qui étaient face à ce problème. Les équipes méditerranéennes étaient nombreuses et très expérimentées. Je les remercie de la confiance qu'elles m'ont accordée en voulant bien me fournir les échantillons prélevés et en m'accueillant pour comprendre les résultats que je leur apportais.

Je remercie Monsieur le Professeur DURAND - DELGA qui me reçut dans son laboratoire et voulut bien lire mon manuscrit, ses collaborateurs D. RAYMOND, J.F. RAOULT, J.P. BOUILLIN.

Cl. LEPVRIER, qui patiemment constitua la collection pétrologique des laves et des intrusions diverses dans l'Algérois.

P. GUARDIA qui m'apporta de nombreuses informations sur le volcanisme de l'Oranais et me procura des laves d'Alboran qu'il possédait. J.P. HOUZAY me révèla les premiers secrets du volcan de Ras Tarf, au Maroc. J. HERNANDEZ, étudiant le caractère particulier des autres volcans, me démontra l'intérêt de la géochronologie fine dans ce secteur.

D. VELDE m'a donné des éléments de l'échantillonnage réalisé en Galite.

C. COULON et A. DEMANT furent les premiers à entreprendre un travail de coopération sur le volcanisme sarde. Leur sureté a été pour moi un guide réconfortant et m'autorisa à choisir les séries sardes comme éléments comparateurs du volcanisme péri-méditerranéen.

C. MONTENAT et P. BORDET, en Espagne, prélevèrent les échantillons dans une région où tous les gradients, d'âge, de qualité géochimique et pétrologique concordaient dans une même orientation. D. MOLIN se joignit à nous, plus tard, pour nous faire part de son expérience dans ce domaine.

Enfin, dans le cadre même des missions ATP, C. DELARUE effectua deux missions d'échantillonnage, tandis que F. MAUDUIT, regagnant la Tunisie, avait entrepris de mener à terme une thèse sur les pointements volcaniques de Tunisie.

A tous, ici évoqués, et à tous ceux peut-être oubliés, je redis "merci", pour les échantillonnages abondants, pour les discussions amicales et pour tout le temps qu'ils m'ont consacré.

Je remercie aussi tous les membres du Jury,

Monsieur le Professeur BRUNN, qui me fait l'honneur d'assumer la présidence de ce Jury;

Monsieur F. BARBERI, qui m'a consacré au sein de son immense travail de longs moments pour m'aider à construire ce travail et qui a accepté la lourde charge de rapporteur;

Monsieur G. FERRARA, géochronologiste réputé, m'a accueilli à mes débuts dans son laboratoire de Pise. Je lui en suis très reconnaissant;

Monsieur B. BIJU - DUVAL, de l'IFP, qui, pendant plusieurs années, a réfléchi aux problèmes géodynamiques méditerranéens;

Monsieur J. BONNIN, de l'INAG, grand artisan des rencontres de l'ATP, auteur de premières synthèses géodynamiques, qui discuta ardemment mes propositions;

Monsieur J. DUBOIS m'a apporté, au cours de nos rencontres, toute son expérience dans le domaine de la compréhension géodynamique d'une région;

Monsieur R. BROUSSE, qui m'accueillitvoici bientôt neuf ans dans son équipe.

Enfin, je n'oublie pas celles et ceux qui ardemment et minutieusement ont assuré la dactylographie souvent difficile, ainsi que la mise en page de certains tableaux et le tirage offset: Mesdames BOUCLET, LESGUILLIER, LOUIS, Mademoiselle LAURENT, Messieurs HIRRAGA, LE GOFF et HAYET.

Ma femme a su accepter cette année de rédaction, qui dérange la vie familiale, en m'encourageant dans les moments difficiles, ceux où l'on remet en question ce que l'on a écrit, et en apportant une contribution intense durant ces dernières semaines.

Ce travail est donc un peu "notre" travail.

UNIVERSITE PARIS XI

CENTRE D'ORSAY

Thèse de DOCTORAT d'ETAT ès SCIENCES

Sciences Naturelles

Résumé de la thèse

Thèse présentée par M. Hervé BELLON.

SERIES MAGMATIQUES, NEOGENES ET QUATERNAIRES, DU POURTOUR DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE, COMPAREES DANS LEUR CADRE GEOCHRONOMETRIQUE. IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

I. BUT DU TRAVAIL

Le domaine méditerranéen occidental est circonscrit par une ceinture magmatique étroite, et plus ou moins discontinue dont l'âge est néogène et quaternaire. Une étude chronométrique détaillée effectuée à partir de cent cinquante échantillons prélevés en divers points de la ceinture, associée à une étude synthétique des données pétrologiques, permet de proposer, dans le cadre d'une hypothèse paléogéographique, une évolution dynamique de la zone entre 30 et 0 MA.

II. PLAN DE LA THESE

Le travail est exposé en huit chapitres :

Chapitre I. La méthode K.Ar . La signification des âges radiométriques. Utilisation raisonnée des résultats.

Chapitre II. Exposé des données analytiques. Ce chapitre regroupe les résultats, régionalement et en fonction de la qualité du magmatisme, sous forme de tableaux et peut faire l'objet d'un fascicule séparé du texte.

Chapitre III. Etude détaillée de la position des lieux échantillonnés. Signification géochronologique, géotectonique et magmatologique. Conclusions sur les corrélations entre datations micropaléontologiques et âges radiométriques.

Chapitre IV. Données critiques sur la Méditerranée occidentale. Histoire avant l'Eocène supérieur. Histoire depuis 48 MA. Les données du volcanisme en mer. Les données du magnétisme. Les grandes directions de fracturation.

Chapitre V. Consacré à l'analyse pétrologique du magmatisme. Laves calcoalcalines, laves et granitoïdes d'anatexie crustale. Des cartes de répartition des associations magmatiques mentionnant les âges radiométriques sont proposées.

Chapitre VI. Essai de discussion d'un modèle de la Méditerranée néogène à partir des renseignements apportés par l'âge et la qualité du magmatisme.
Les deux derniers chapitres concluent cet exposé. Deux thèmes sont proposés.

Chapitre VII. L'histoire néogène du bassin occidental. Comparaison du modèle proposé avec un modèle basé sur les données géophysiques, stratigraphiques et tectoniques.

Chapitre VIII. L'avenir du bassin méditerranéen.

III. ANALYSE DES FAITS ET DES RESULTATS APPORTES.

A. LE MAGMATISME DES MARGES est confronté à la formation néogène des quatre domaines marins méditerranéens.

Domaine nord - baléare, bassin provençal, bassin nord - africain, jusqu'à Gibraltar (zone d'Alboran), domaine tyrrhénien.

a - Le domaine nord - baléare appartient au domaine "continental" européen. Le volcanisme alcalin est injecté, au sein d'une vaste structure, bombée en son centre, effondrée en grabens latéralement. Les émissions volcaniques du forage 123 dans le golfe de Valence datées à 21 MA, sont reliées à terre aux émissions basanitiques de la région de Montpellier datées à 33 - 25 MA.

b - Le bassin provençal est relié à un phénomène d'ouverture contemporain de la migration de l'ensemble Corse, Sardaigne, massifs calabrais vers le S E. Son substratum est océanique. La présence d'un volcanisme calcoalcalin sur la marge ouest de la Sardaigne a été attribuée à l'activité d'une zone en subduction, sous l'île, plongeant en direction N.NW. La rotation de l'île, dans le sens trigonométrique, achevée à 17 MA a entraîné, à cette époque, une recrudescence de l'activité magmatique calcoalcaline. On doit toutefois noter que celle-ci a débuté dès 30 MA, et n'a cessé que 4 MA après la fin envisagée pour la rotation. De ce fait, il semble donc opportun de distinguer, le phénomène général de la subduction manifesté par le volcanisme depuis 30 MA, l'initiation pouvant être reportée plus avant, du phénomène particulier de la rotation. Le bassin provençal, océanique, peut être considéré comme un bassin marginal, au sens de D.E. KARIG (1971) en raison de son mode de formation. La largeur de ce bassin peut être estimée à 200 km au maximum.

Au N E , la mer ligure s'est probablement ouverte à l'Oligocène. A terre sont connues des manifestations calcoalcalines, sur sa marge nord-ouest, dont l'âge est oligocène (26 MA pour les laves de Biot). Il semble difficile de les lier à une zone en subduction ; toutefois si ce phénomène était prouvé, il serait logique de trouver cette zone en plongement en direction N à N W.

c - Le bassin nord - africain

Il s'agit donc d'un bassin étroit et allongé sur 500 km , fermé à son extrémité orientale par la structure continentale du détroit sardano-tunisien, structure récente, puisqu'elle résulte de l'affrontement du socle continental sarde et du socle tunisien et galitais, à la fin de la rotation de la Sardaigne, autour de 17 MA,(âge du magmatisme de Galite 14 à 10 MA). A son extrémité occidentale, il est prolongé par les bassins d'Alboran. A l'île d'Alboran,les manifestations volcaniques premières remontent à 24 ± 5 MA.

Le magmatisme calcoalcalin nord-africain n'a pas partout le même âge tout au long de la marge. Ceci prouve l'existence d'un diachronisme du volcanisme, diachronisme déjà mis en évidence par F.C. WEZEL (1975) à propos de l'âge de la suture des massifs internes et du continent nord-africain.

Ceci illustre très probablement le fait d'une irrégularité de la bordure du continent africain : celle-ci n'est pas rectiligne, mais par le phénomène d'une accrétion différentielle de la masse continentale au cours de l'histoire africaine antérieure, peut présenter un contour festonné. Ce dernier phénomène peut introduire un diachronisme local dans l'apparition du volcanisme. Le magmatisme semble présenter une succession caractéristique que l'on peut résumer ainsi.

1 - Emissions rhyolitiques précoces à l'endroit des massifs internes.
2 - Granitisations.
3 - Apparition d'un volcanisme calcoalcalin, dans lequel les termes acides tiennent la place principale.
4 - Apparition tardive de filons lamproïtiques.

La largeur de la bande affectée par ce magmatisme est réduite, au maximum à 50 km au sud de la côte actuelle, sauf dans la zone du Moyen Atlas entre le Rif à l'ouest et le Tell à l'est, où le volcan du Guilliz est situé à une centaine de km, au sud de la côte actuelle.

L'âge de l'activité magmatique au niveau du bassin nord-africain (19 à 9 MA) est plus ancien que celui de l'activité magmatique au sud des bassins d'Alboran, où, excepté au volcan du Ras Tarf, l'âge est compris entre 9 MA et 5 MA. L'âge de l'activité magmatique principale, en Espagne du S.E., est compris entre 19 et 9 MA. (Lamproïtes tardives entre 7 et 6 MA).

Il me semble de ce fait possible d'isoler du volcanisme calcoalcalin périméditerranéen, l'ensemble du volcanisme de l'Oranais, du Gourougou, du Guilliz et d'Oujda, plus récent et situé au regard du bassin oriental d'Alboran.

d - Le bassin tyrrhénien

Sa formation est récente pour sa partie sud orientale au moins, puisque les basaltes tholéiitiques forés ont été datés du Messinien, et qu'il existe un arc magmatique à affinité shoshonitique très récent, d'âge subactuel - l'arc éolien - Toutefois, l'éventuelle migration de la Calabre au Miocène moyen demeure un problème ; le magmatisme calcoalcalin, renfermé dans les flyschs de Tusa pourrait être le jalon oligo-miocène d'une zone en subduction sous l'emplacement de l'actuel bassin.

B. DISTRIBUTION DU MAGMATISME ALCALIN

Son extension est grande sur la marge européenne, principalement au regard de l'axe nord-sud du bassin provençal, et donc de la direction de compression nord-sud, qui est principale dans le bassin occidental depuis 50 MA. L'activité y est continue depuis 25 MA jusqu'à l'heure actuelle.

Sur le rebord de la plate forme africaine, un magmatisme alcalin précède (11 à 9 MA) les émissions calcoalcalines tardives (9 à 7 MA) , dans l'Oranais. Enfin une nouvelle distribution volcanique de nature alcaline intervient entre 3,5 MA et les temps subactuels, à l'ouest et à l'est du bassin occidental, en Espagne et au Maroc et en Sardaigne, marquant ainsi la résorbtion du champ de tensions créé dans ces zones par l'affrontement continent à continent.

IV. PRINCIPALES INTERPRETATIONS.

L'ouverture du bassin provençal entraîne des distensions sur la bordure SW de ce bassin. Ces distensions se répercutent au niveau du continent Kabylo-Bético-Rifain, provoquant la fragmentation de ce dernier dans sa partie orientale. Deux fragments en sont issus : la grande et la petite Kabylie, dont la dérive vers le S.W. entraîne, à l'arrière, la création d'un sillon marginal au dessus d'une zone de Benioff. Ceci n'est valable que si l'on considère, comme semble d'ailleurs le montrer la chronologie du volcanisme, que la dérive sarde est antérieure ou contemporaine de la dérive des blocs kabyles, la distension au sein du continent Kabylo-Bético-Rifain étant contemporaine de la dérive sarde.

Reliant l'activité du volcan du Ras Tarf à l'activité du Cap de Gate en raison de la similitude des andésites du Ras Tarf et des andésites du Cap de Gate et la même époque d'activité initiale de ces deux "volcans" situés sur un même alignement structural passant par la caldeira d'Alboran, je suis conduit à considérer l'existence d'une zone en subduction transverse par rapport à la marge africaine plongeant en direction N.W. Au dessus de cette zone s'ouvre un premier bassin océanisé : le bassin occidental d'Alboran. Son âge serait oligocène à miocène inférieur. Il serait séparé du bassin nord africain par une portion du continent kabylo-bético-rifain, qui constituerait de ce fait pendant quelques millions d'années un seuil continental. Au nord-ouest de ce seuil, la subduction continuerait sous l'Espagne, jusqu'au Miocène supérieur. Intervient à ce moment la collision continentale complète (le socle des Nevado-Filabrides

est cisaillé et remonté en enclaves par le volcanisme).

L'extrémité distale de la lame en subduction s'isole du reste de la zone, et continuera son évolution en profondeur sous forme d'un "radeau". Ceci peut constituer une explication de la province lamproïtique espagnole.

Au sud-est, demeure cette zone en subduction, représentant la relation Afrique - Europe. Au dessus, l'ouverture du bassin oriental d'Alboran est provoquée par la distension finale du continent kabylo-bético-rifain. Le reste de ce continent se dilacère suivant des directions NE-SW, directions proposées déjà à l'Eocène, par J. PAQUET (1974) (voir chapitre IV). C'est le mouvement d'extension du bassin nord-africain que provoque sur sa bordure occidentale cette distension. Elle est de ce fait tardive. Le bassin oriental d'Alboran aurait donc au plus un âge tortonien, dans cette hypothèse.

A l'emplacement des volcans de l'Oranais, du Gourougou et des Guilliz existerait une lame lithosphérique segmentée ayant subi un enfoncement tardif par gravité sous la plaque lithosphérique africaine continuant sa progression vers le nord et rencontrant les derniers fragments du continent kabylo-bético-rifain qui constituent l'actuelle marge continentale marocaine et oranaise.

Au niveau d'une transversale NE-SW de l'Espagne au Maroc ou à l'Aranais, il est donc nécessaire d'invoquer une rupture double de la zone en subduction créée sous l'Espagne en premier lieu depuis le début de l'affrontement direct de l'Afrique et de l'Europe.

V. EN CONCLUSION

La collision continent - continent est réalisée à l'ouest (Espagne-Maroc) et à l'est (Tunisie, Galite, Sardaigne, Italie) du bassin occidental. Le régime de compression semble demeurer, provoquant dans ces zones la réactivation de fractures anciennes qui émettent un volcanisme alcalin. L'avenir de l'histoire de cette zone, si les processus géodynamiques décrits demeuraient, devrait conduire à l'isolement de bassins océaniques au sein d'une structure continentale, donnant alors à l'aire méditerranéenne occidentale une configuration très semblable à celle du bassin intracarpathique.

- INTRODUCTION -

Ce travail a été réalisé grâce à la coopération de tous ceux qu'un thème de recherche antérieur ou actuel avait conduits à analyser le magmatisme des marges du bassin méditerranéen occidental.

Cette analyse a été faite par ces auteurs selon deux buts principaux: - le magmatisme et les rapports qu'il présente avec ses encaissants divers, socle ou séries sédimentaires.

- la pétrologie et le chimisme de ce magmatisme.

Des travaux détaillés existent,en très grand nombre, sur le magmatisme de la marge nord-africaine; je n'en ai retenu , dans mon analyse bibliographique, que les plus récents. Quelques travaux de synthèse ont été publiés également sur cette zone.

Le magmatisme sarde, très largement étudié par l'école italienne, et le laboratoire de Pétrologie de l'Université de Marseille, Saint - Jérôme, m'a servi "d'élément comparateur", dans la comparaison pétrologique des magmatismes des marges nord-africaine, sarde et espagnole. Les travaux de détail, de nature pétrologique, relatifs au magmatisme espagnol, sont également très nombreux, dûs en grande partie à l'Université de Madrid.

L'outil essentiel, utilisé dans cette comparaison, outre la pétrologie, est la géochronométrie, par application de la méthode "Potassium - Argon". Cent cinquante sites ont été échantillonnés sur l'ensemble du pourtour méditerranéen. Cet échantillonnage a été réalisé selon une double option.

-La connaissance de la période d'activité volcanique.

-La détermination précise des changements d'activité (évolution géochimique ou relais de types d'activité de nature différente) au sein de cette période.

Ainsi, le nombre de sites échantillonnés selon ces deux critères est de différente valeur selon la région concernée.

Le type de magmatisme présent correspond, selon les hypothèses actuelles, à un magmatisme de marge continentale en relation géométrique directe avec un domaine "océanique". Géographiquement, on peut donc distinguer au sein du bassin méditerranéen la mosaïque constituée par trois unités que je localiserai rapidement.

Le bassin occidental est bordé au nord par la France, à l'ouest par l'Espagne, au sud par l'Afrique, du Maroc à la Tunisie, à l'est par la Corse et la Sardaigne.

A l'est de cet ensemble insulaire, le bassin tyrrhénien occupe un triangle, margé au nord-est par l'Italie, selon une direction NW - SE, au sud par la Sicile et le détroit siculo-tunisien.

Le cadre principal de notre étude se situe sur les marges continentales du bassin occidental par rapport à l'alignement actuel nord - sud de la Corse et de la Sardaigne, et en Sardaigne. Au sein de ce bassin occidental, une subdivision doit être introduite qui permet de distinguer le bassin nord-algérien du bassin provençal, lui même prolongé au nord - est,en direction de Gênes,par la mer ligure.

Le bassin nord-algérien.

Il est de nature océanique dans sa partie abyssale (au dessous de 2500 mètres). Son axe longitudinal, d'orientation E-NE - W-SW, est parallèle à l'axe des îles Baléares.

Suivant cet axe, son extension océanique, depuis le méridien 2°W jusqu'au méridien 5°E, correspond sur la marge africaine à une extension depuis la frontière algéro-marocaine à l'ouest jusqu'à Bejaïa (ex - Bougie) à l'est; sa largeur maximum est d'environ 150 kilomètres. A l'ouest, il est limité par les hauts fonds de la mer d'Alboran, et au nord-ouest, par la marge sud des Baléares.

Le bassin provençal.

Il est en continuité avec le bassin nord-algérien, dans sa partie méridionale au sud-ouest. A l'est, la marge continentale corso - sarde le limite en direction nord 15°, obliquement par rapport au méridien 8°E. A l'ouest, la marge sud, puis la marge nord des Baléares, enfin la marge catalane le bordent de part et d'autre du méridien 5°E. Le golfe du Lion, au nord, de nature continentale, vient le border au niveau du parallèle 42° 50' N. Enfin, la mer ligure constitue sa prolongation au nord-est.

L'exposé de ce travail comprend huit chapitres que je résumerai brièvement, dont l'analyse de détail est donnée aux pages 325 à 329.

Chapitre I. La méthode K-Ar. La signification des âges radiométriques. Utilisation raisonnée des résultats.

Chapitre II. Exposé des données analytiques. Ce chapitre regroupe les résultats, régionalement et en fonction de la qualité du magmatisme, sous forme de tableaux, et peut faire l'objet d'un fascicule séparé du texte.

Chapitre III. Etude détaillée de la position des lieux échantillonnés. Signification géochronologique, géotectonique et magmatologique.

Chapitre IV. Données critiques sur la Méditerranée occidentale. Histoire avant l'Eocène supérieur. Histoire depuis 48 MA. Les données du volcanisme en mer. Les données du magnétisme. Les grandes directions de fracturation.

Chapitre V. Consacré à l'analyse pétrologique du magmatisme. Laves calco-alcalines, laves et granitoïdes d'anatexie crustale. Des cartes de répartition des associations magmatiques mentionnant les âges radiométriques sont proposées.

Chapitre VI. Essai de discussion d'un modèle de la Méditerranée néogène à partir des renseignements apportés par l'âge et la qualité du magmatisme.

Les deux derniers chapitres concluent cet exposé. Deux thèmes sont proposés.

Chapitre VII. L'histoire néogene du bassin occidental. Comparaison du modèle proposé avec un modèle basé sur les données géophysiques, stratigraphiques et tectoniques.

Chapitre VIII. L'avenir du bassin méditerranéen.

Deux annexes relatives aux roches calcoalcalines complètent ce travail.

CHAPITRE I

TECHNOLOGIE DE LA DATATION "POTASSIUM-ARGON"

CHAPITRE I

TECHNOLOGIE DE LA DATATION "POTASSIUM . ARGON"

1. INTRODUCTION

Toute méthode radiochronologique est basée sur la transformation atomique liée à la radioactivité d'un élément.

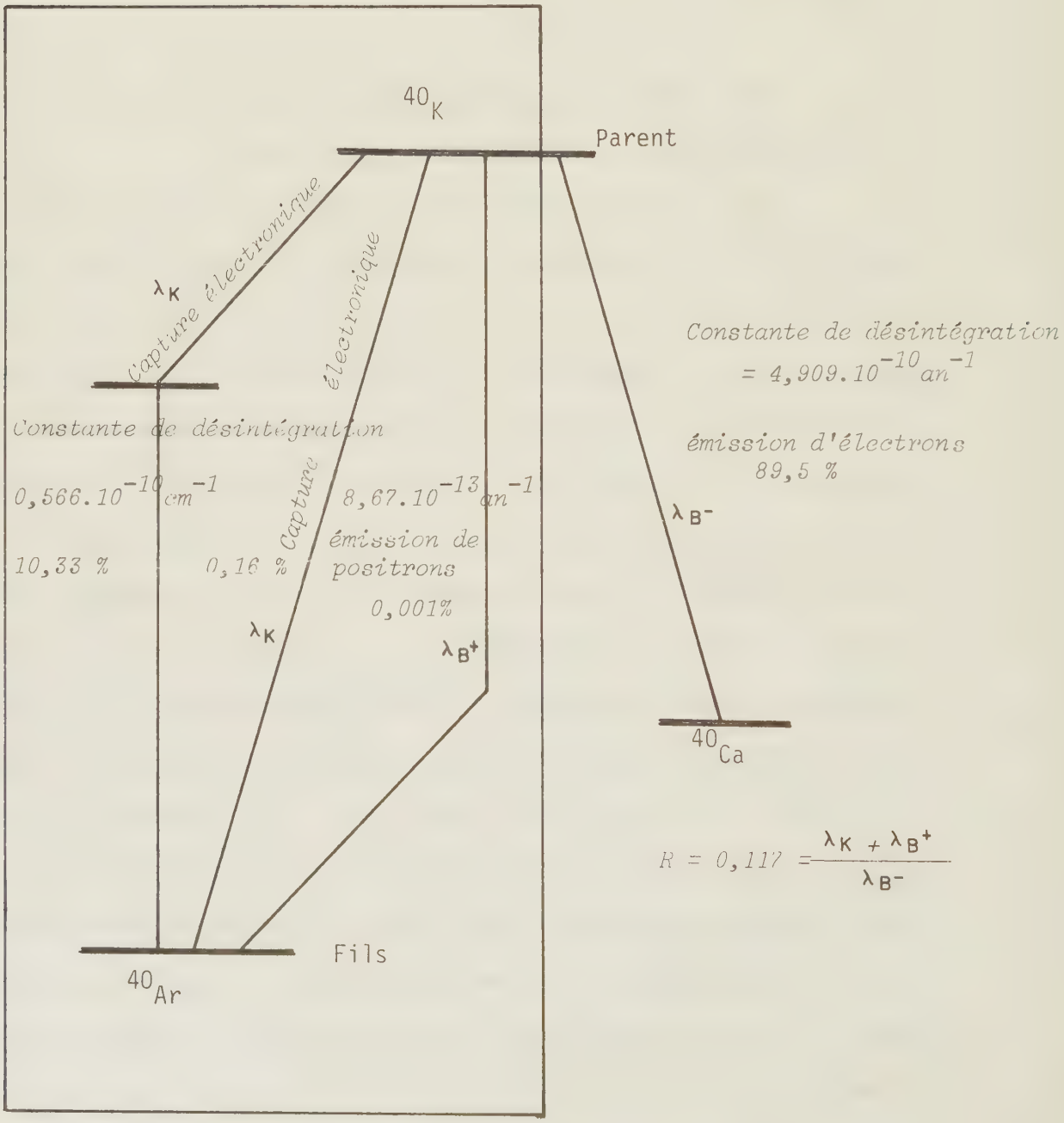
Ici, l'élément radioactif, le Potassium de masse atomique 40 (on lira 40 K) qui représente, en abondance isotopique, 0,0118% du potassium naturel (celui que l'on dose par voie chimique classique) se désintègre selon une longue période radioactive de $1{,}31.10^9$ ans. La descendance radioactive est double : d'une part, il se forme en grande quantité du calcium 40 (89,5 % de la réaction) d'autre part, il se forme de de l'argon en proportion plus faible (10,5 % de la réaction). Le rapport des quantités d'éléments radiogéniques (nés de la radioactivité) constitue le rapport d'embranchement R. La figure 1 propose un schéma de désintégration du potassium 40, le plus récemment défini ,(R. D. BECKINSALE et D. H. GALE 1969). Le lecteur, se rapportant au tableau 9 , pourra constater au travers des valeurs numériques, les différences qui existent entre les constantes de désintégration et les rapport isotopiques du potassium. Il est donc nécessaire, pour conduire les calculs d'âge (paragraphe 4 - Chap. 1) de choisir un système homogène de constantes suivant un auteur donné. Si l'on veut établir une correspondance entre les âges publiés dans ce recueil et ceux d'autres auteurs, il est nécessaire, avant tout, d'examiner avec attention les constantes utilisées (par exemple au chapitre III, les premiers résultats d'âge publiés par G.P. BAGDASARJAN et al-1972-sur

FIGURE 1

Schéma de desintégration du Potassium 40

proposé le plus récemment

par R.D. Beckinsale
et N.H. Gale (1969)



le volcanisme néogène tunisien sont obtenus avec des constantes très différentes des constantes occidentales, qui par leur emploi introduisent un vieillissement de 6 % de l'âge "occidental" de l'échantillon).

La datation Potassium - Argon nécessite le dosage de deux éléments :

le potassium,

l'argon de masse atomique 40, radiogénique.

II. DOSAGE DU POTASSIUM.

Le potassium naturel dont la teneur moyenne oscille entre 2,5 et 2,6 % de la croûte terrestre est donc un élément relativement abondant des roches magmatiques. P. LAPADU . HARGUES (1972) a calculé sa représentativité moyenne dans un certain éventail de roches :

granites 4,5 % ; diorites 1,1 % ; gabbros 0,45 % .

A titre indicatif, pour la discussion d'âge d'échantillons peu potassiques, je donne les valeurs moyennes des pyroxénites, 0,15 % et des peridotites, 0,20 % . Le potassium est donc un élément constitutif du squelette silicaté des minéraux. Son analyse par spectrométrie d'absorption atomique exige sa mise en solution préalable, c'est à dire la destruction totale du squelette silicaté par opposition à la méthode de spectrométrie gamma directement opérée sur l'échantillon brut de roche, réduit sous forme de gravillons.

La destruction du silicate est faite par attaque à l'acide fluorhydrique. L'adjonction d'acide perchlorique $HClO_4$ conduit à l'obtention de sels très solubles, les perchlorates. L'adjonction d'autres acides tel que H_2SO_4 en quantité minime, 2 cc pour 30 cc d'acide fluorhydrique, augmente la réaction d'oxydation.

Deux modes opératoires peuvent être suivis.

Soit l'attaque acide à chaud qui combine l'attaque proprement dite et l'évaporation des acides de la solution.

Soit l'attaque acide lente et ménagée à froid, suivie dans un deuxième temps de l'évaporation à chaud des acides.

Le poids de la prise d'essai de l'échantillon réduit en poudre, varie en fonction de sa teneur présumée en potassium. Nous avons choisi pour les échantillons de teneur inférieure à 1,2 % une prise d'essai d'attaque de 0,5 g,

- pour les échantillons de teneur inférieure à 2,4 %, une prise d'essai d'attaque de 0,3 g ;
- pour les échantillons de teneur supérieure à 2,4 %, une prise d'essai d'attaque comprise entre 0,3 et 0,2 g.
- enfin pour les minéraux isolés et purs, très potassiques (K autour et supérieur à 5 %), le poids de la prise d'essai avoisine 0,1 g.

Après la mise en solution de l'élément dans 100 ml, une dilution est opérée. Pour l'ensemble des échantillons analysés, dans les conditions de poids définies ci-dessus, la dilution a été fixée au $1/25^{e}$, c'est à dire qu'à partir d'une solution contenant l'élément dans un milieu chlorhydrique à 0,2 % HCl on prélève 2 ml de cette solution, auxquels sont ajoutés 5 ml d'une solution de Lanthane à 10 % (faite à partir d'oxyde de lanthane optique La_2O_3) et la quantité d'eau suffisante pour ramener à 50 ml le volume total de la solution.

On peut donc constater que l'analyse des éléments majeurs par

absorption atomique conduit à effectuer des dilutions importantes, puisque cela revient à dissoudre, suivant la teneur en K de l'chantillon, 1 g d'échantillon dans 2,5 à 12,5 litres de solution. La solution ainsi confectionnée contient bien entendu d'autres éléments que le potassium. Suivant la technique physique de dosage utilisée ces éléments peuvent créer des interférences sur l'élément à doser. Ainsi, on peut constater qu'en absorption atomique, le sodium, lorsqu'il est en proportion égale à celle du potassium peut exalter la teneur en potassium. Or dans beaucoup des laves analysées dans ce travail, il n'est pas rare de trouver des rapports K/Na inférieurs à 1 (Cas de toutes les laves calcoalcalines andésitiques, cas des basaltes alcalins). Il est donc nécessaire de corriger cet effet. L'utilisation d'une solution de lanthane permet de palier cette interférence.

A l'opposé de cet effet d'exaltation du potassium, je signalerai l'effet dépressif provoqué par la présence d'aluminium en quantité dix fois plus grande que la teneur en potassium. Là encore, cette relation géochimique existe dans certains basaltes hyperalumineux ou dans les andésites basiques. Le lanthane permet également de supprimer cette interférence.

La technique d'absorptionatomique.

Nous en ferons un très bref rappel, une étude approfondie existant dans ma thèse de spécialité (H. BELLON 1971).

Le phénomène en jeu est le suivant : une solution nébulisée dans une flamme, subit une dissociation. Les molécules sont dissociées en atomes. 99 % de ces atomes ne sont pas excités. En leur fournissant cette énergie supplémentaire, celle de leur(s) raie(s) de résonance,

TABLEAU 1

Conditions d'analyse

Dosage du Potassium

Courbe A		Courbe B		Courbe C		Courbe D	
Courant tube 9 mA		Courant tube 9 mA		Courant tube 7,5 mA		Courant tube 7,5 mA	
Concentr.	Transm.	Concentr.	Transm.	Concentr.	Transm.	Concentr.	Transm.
0	100	0	100	0	100	0	100
0,5	85,5	0,5	86	0,5	86,5	0,5	90,5
1	74	1	78,5	1	78	1	79
2,5	53	2,5	49	2	63,5	2,5	50
5	26,5	5	26,5	5	33	5	
7,5	16,5	7,5	16,5	7,5	22	7,5	
10	11,5	10	12,5	10		10	

Courbe étalon : Dilution au 25ème

Dilution au 50ème

ils passeront à l'état excité. Plus l'élément est concentré dans la solution, et plus l'énergie qu'il faudra leur fournir sera grande.

Si une source (tube à cathode creuse) émet la raie de résonance avec une intensité I_o, la solution absorbera cette énergie partiellement ou totalement suivant la concentration en élément.

L'énergie résultante mesurée sera proportionnelle à la concentration suivant la loi $I = I_o \exp(-Klc)$

c concentration en K

K facteur expérimental dépendant du réglage de l'appareil,

l longueur de la flamme dans laquelle est nébulisée la solution.

L'appareil utilisé est le spectromètre Techtron Varian AA4. La raie de résonance du potassium a une longueur d'onde de 7664,9 Å .

La flamme de dissociation est un mélange air-acétylène.

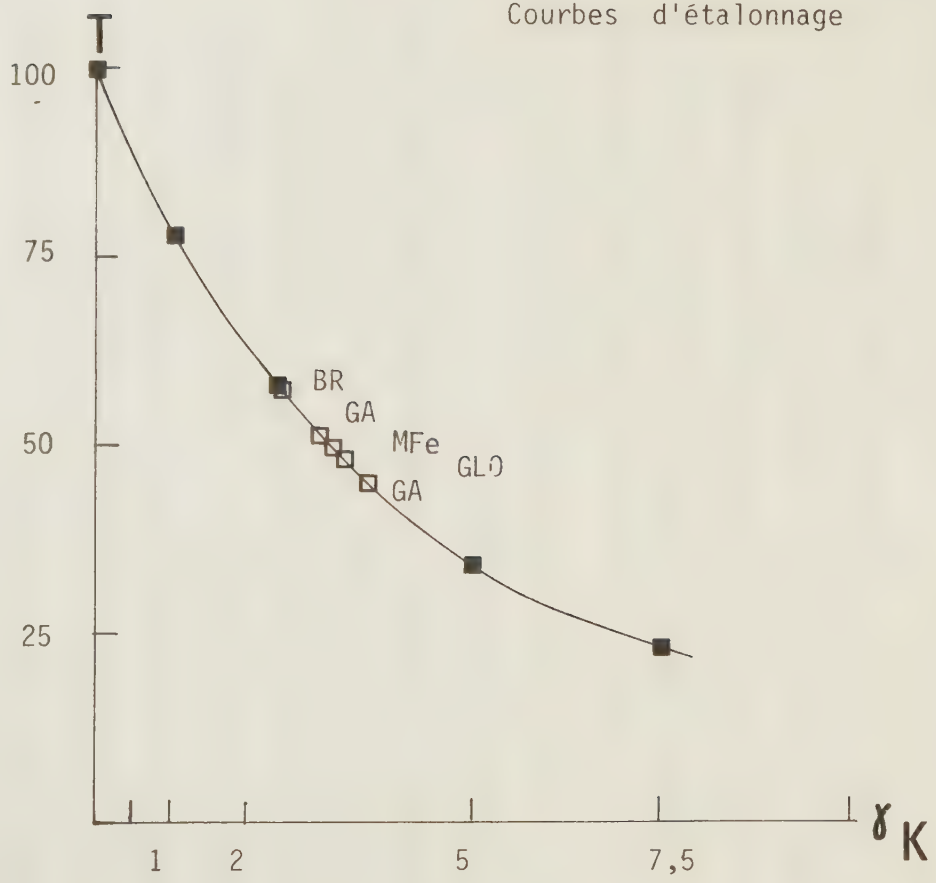
On mesure une quantité " la transmittance" qui correspond à l'intensité de la raie 7664,9 Å reçue au niveau d'un photomultiplicateur. Les courbes spectrales de la figure 2 montrent une décroissance de la transmittance lorsque la teneur en potassium (reportée en abscisse, valeur donnée en 10^{-6}g par g de solution = γ) augmente.

Cette courbe est déterminée par étalonnage. Les étalons concentrés suivant diverses valeurs (0 - blanc expérimental, 0,5 , 1, 2,5 , 5 , 7,5 et 10) sont confectionnés à partir de Chlorure de potassium pur.

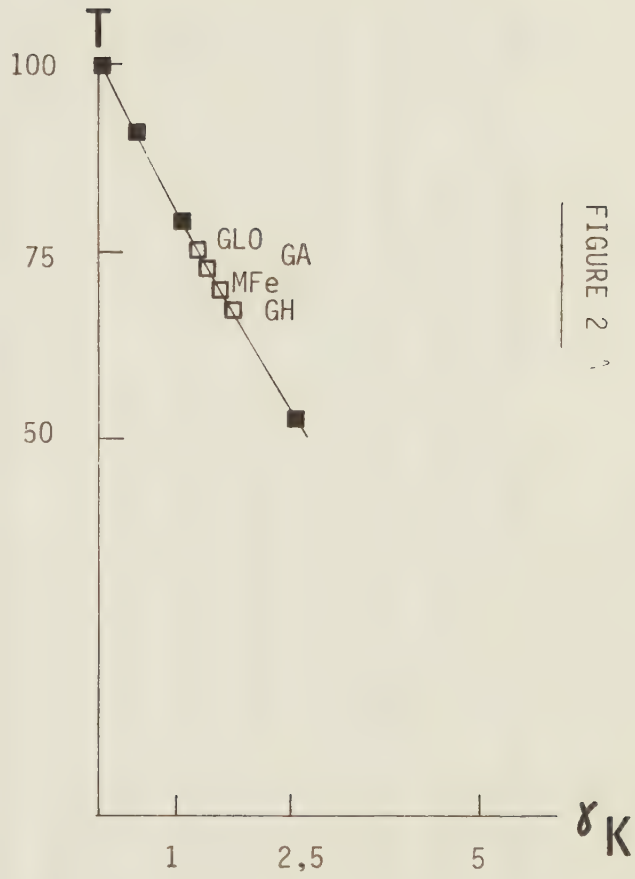
On remarquera que les courbes de transmittance présentent toutes une inflexion dans la zone des 60 à 40 % de transmittance. Entre 100 et 60 %, la variation de la transmittance en fonction de la concentration en K, est linéaire. A partir de 60 et jusqu'à 10 % la variation est logarithmique. Une faible erreur de lecture de la valeur de la transmittance, entraîne une erreur importante dans la détermination en K. Il est donc

Détermination de K dans l'échantillon

Courbes d'étalonnage



Courbe C

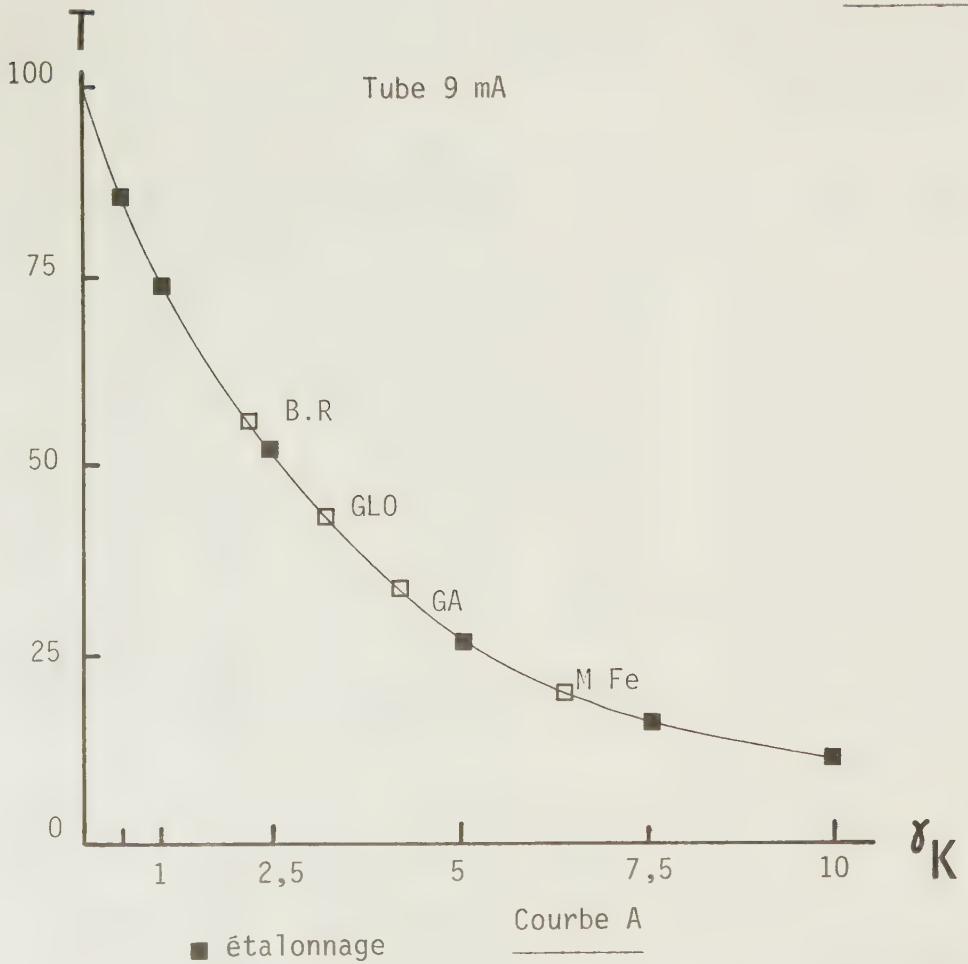


Courbe D

FIGURE 2

Détermination de K dans l'échantillon

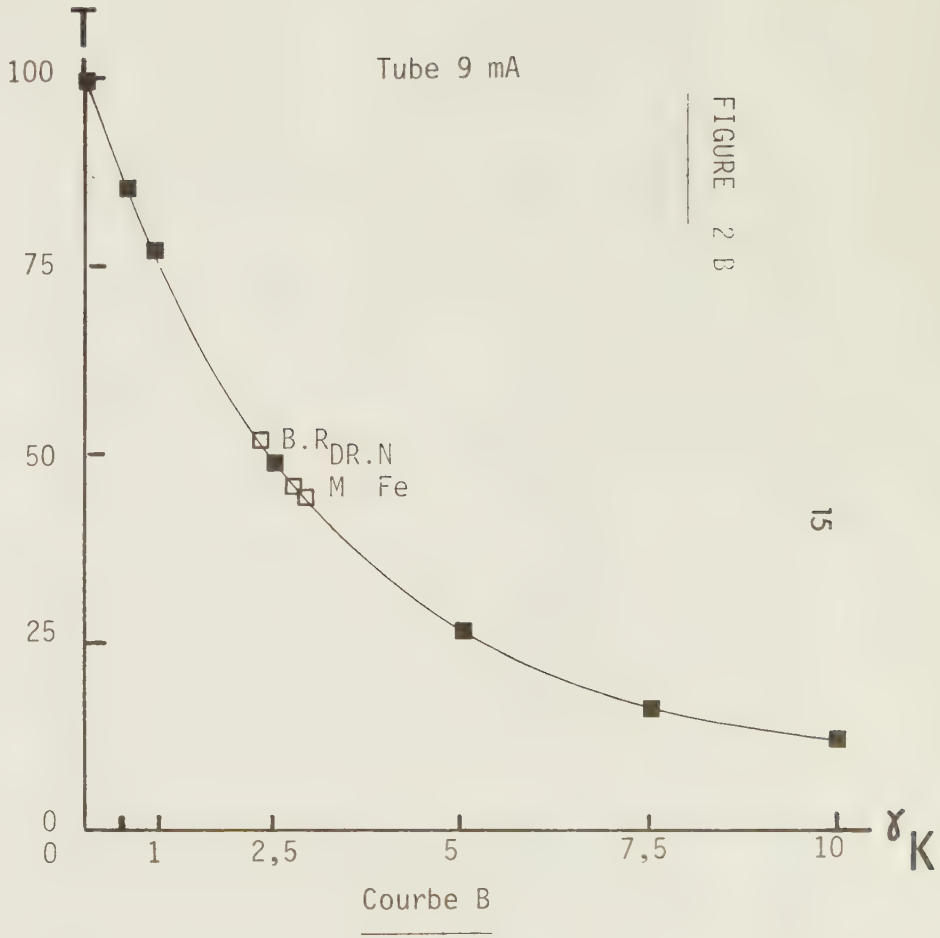
Courbes d'étalonnage



Courbe A

■ étalonnage

□ Standards



Courbe B

FIGURE 2 B

Dans les deux cas, la dilution est effectuée au 1/25 soit : 2 cc de sol dans 50 cc.

nécessaire de choisir une dilution et un poids d'échantillon approprié pour que la solution à analyser corresponde à un point situé en partie haute de la courbe. Si tel n'était pas le cas, il est alors nécessaire d'augmenter la dilution (du 1/25^{e} au 1/50^{e}) afin de se trouver dans ces conditions. Une telle opération a été effectuée entre l'obtention des courbes C et D de la figure 2 B.

Il est d'autre part nécessaire de tester la valeur de nos résultats vis à vis des résultats obtenus dans d'autres laboratoires par d'autres techniques ou par absorption atomique, sur les mêmes échantillons, ou sur des échantillons dits standards géochimiques.

Le tableau 2 présente les résultats obtenus à Orsay sur les standards géochimiques, choisis pour deux raisons :

1. Une distinction est faite entre des standards "roche totale" et des standards "minéral pur". Dans le premier cas, nous classerons BR, GR,GA, DRN, standards distribués par le CRPG de Nancy. Dans le deuxième cas, nous avons sélectionné la glauconie GLO présentée par G.S. ODIN 1974 et le Mica ferrifère du CRPG.

2. La gamme des teneurs en potassium déterminées dans nos échantillons étant étendue entre 0,5 et 8 %, il m'a semblé intéressant de tester notre mode analytique sur des échantillons standards moyennement potassiques, fortement et hyperpotassiques, cette gradation étant marquée depuis la teneur de BR jusqu'à celles du mica ferrifère ou de la glauconie GLO.

COMMENTAIRE DES RESULTATS DU TABLEAU 2

On peut noter un accord parfait entre les valeurs préconisées par le CRPG de Nancy (M. ROUBAULT et al (1970)) ou par F.J. FLANAGAN(1972)

Analyses des teneurs en K_2O

d'échantillons standards géochimiques CRPG

Nom et référ. de l'échantillon	Courbe A			Courbe B			Courbes C et D					Valeurs recommandées
	Poids	γ K	K_2O	Poids	γ K	K_2O	Poids	γ K Dil 1/25	1/50	K_2O		K_2O
Basalte BR 2805/6	0,4531	2,20	1,46	0,6002	2,35	1,41	0,5036 0,5007	2,42 2,45		1,44 1,47		1,42
Granite GA 1232	0,2673	4,20	4,73				0,2017	2,95	1,47	4,40	4,38	4,05
Granite GH							0,2067	3,50	1,70	5,10	4,95	4,78
Diorite DN				0,5003	2,75	1,66						1,66

Roche totale

Mica Fe 3628	0,2034	6,30	9,32	0,1021	2,90	8,55	0,1028	3,10	1,55	9,08	9,08	8,80
				0,1068	3,00	8,45	0,1058	3,20	1,55	9,10	8,82	
Glauconie GLO 15403	0,1083	3,20	8,89				0,1066	3,20	1,35	9,04		7,98
							0,1016	3,00	1,35	8,89		

Minéraux

valeurs corrigées à partir de la perte au feu.

TABLEAU 2

et nos valeurs pour les échantillons moyennement potassiques, accord d'autant meilleur que nos valeurs ne sont pas corrigées en valeur absolue de la perte au feu, jamais mesurée lors de nos déterminations. Ainsi en valeur relative le recouvrement est réalisé à moins de 2 % pour les échantillons BR et DN (1,4 à 1,7 % de K_2O), nos résultats étant légèrement supérieurs aux valeurs préconisées, ceci étant dû à l'absence de correction qui serait d'environ 2 % de la valeur (pertes au feu de 2,30 % et 2,09 % pour BR et DN).

Une remarque semblable doit être faite pour la glauconie GLO dont la perte au feu est très importante : 8,27 % (H. de la ROCHE et al, 1976). La valeur préconisée est de 7,98 % (G.S. ODIN 1975) en tenant compte de la perte au feu ou de 8,61 % en n'en tenant pas compte . La valeur moyenne que nous avons déterminée pour cet échantillon est de 8,92 % (sur trois lots d'analyses faites avec un écart de quelques mois entre chaque traitement). Il existe toutefois un désaccord entre les valeurs brutes qui peut être évalué à une surestimation de notre part de + 3,4 % en valeur relative.

Comme nous l'avons signalé plus avant dans la discussion, le fait de replacer le point de l'échantillon dans la partie de la courbe de transmittance voisine du point d'inflexion ou en position plus basse, augmente l'erreur de détermination. Une telle remarque peut être faite pour les standards GA et GH pour lesquels les valeurs déterminées sont un peu élevées.

TABLEAU 3

Comparaison des valeurs de K_2O déterminées

sur les mêmes échantillons dans divers laboratoires

	Orsay	Fontenay CEN	Marseille (Terzian)	Montpellier (Dupuy)	Nancy (CPRG)
1. Sardaigne					
1129	1,91	1,75	2,00		
1516	0,72	0,70	0,73	0,84	
30	2,88	2,90			2,99
1473	3,59	4,00	4,20		
371	0,75	0,70	0,70		
1453	1,47	1,40	1,59		
100	6,96				
1524	1,14	1,00	1,17		
795	3,90	3,90			
11	1,77	1,70		2,08	1,91
920	3,26	3,40			3,20
1444	0,90	0,80	0,97		
86	4,17				
1450	3,76	3,95	4,07		
940	2,54	2,45			2,66
1863	0,81				
1719	3,17				
1862	1,50				
	Orsay	Paris VI			Nancy (CPRG)
2. Maroc					
72.130	3,55	3,64			
71.265	5,28	5,34			
71.56	2,88	3,01			
71.125	3,28 3,26	3,39			
71.28	2,99 3,04	3,35			
CD 1H	3,09 3,24				3,45
CD 15c	1,20				1,25
	Orsay	Paris VI	IGAL (P. BORDET)		
3. Algérie					
3317	1,20	1,19			
3535	4,33 4,24	4,01			
AT 3	0,57 0,57	0,67			
	Orsay	Paris VI	IGAL (P. BORDET)		
4. Espagne					
Ne 96	1,70				
Ne 107	1,41 1,31	1,44			
Cap 9	4,26 4,00	4,03			
74.225	1,86		1,65		
74.59	1,52		1,35		
74.51	9,97		10,10		

Le tableau 3 donne un ordre de grandeur des dispersions observées lors de la mesure des teneurs en K_2O effectuée par divers laboratoires sur les mêmes échantillons (dans la plupart des cas, la même préparation). Les techniques de dosage utilisées sont l'absorption atomique ou la photomètrie de flamme. Les recouvrements de valeurs sont bons dans la majorité des cas.

Calcul de la teneur en K_2O à partir des données analytiques:

$$\% K_2O = \frac{a \times d \times m_{K2O}}{P \times m_{K_2}} \times 10^{-2}$$

a valeur de transcription de la transmittance en concentration de K

d dilution effectuée

m_{K_2O} masse moléculaire de K_2O

m_K masse moléculaire de K_2

P poids d'échantillon

III. DOSAGE DE L'ARGON 40 RADIOGENIQUE

Les techniques utilisées doivent permettre de surmonter deux difficultés majeures.

- L'argon 40, dans un échantillon est un mélange de deux constituants, au moins, d'origine différente : l'argon 40 radiogénique, produit fils de la désintégration du potassium 40, l'argon 40 de contamination atmosphérique qui, selon le principe d'actualisme qui est dans la méthode un axiome de base, est dans un rapport constant avec l'argon 36,rapport voisin de 300, en première approximation. Un troisième constituant peut-être présent : de l'argon 40 d'origine magmatique,alors en excès. Sa présence se traduit dans les laves actuelles, d'âge historique, par des âges K.Ar. très supérieurs à ceux attendus d'après la position téphrostratigraphique de l'échantillon.

- Les quantités d'argon 40 radiogénique produites dans l'échantillon, sont faibles voire très faibles, dans les roches récentes (moins de 30 MA) en raison de la longue période radioactive du 40K. ($1{,}31\ 10^{9}$ ans) d'une part, et de la proportion moindre de l'argon 40 produit par rapport à celle de calcium 40 - (ceci est lié au double schéma de désintégration (fig.1). Dans le cadre de ce travail, pour le poids moyen d'échantillon fondu de 1 g, les quantités mesurées d'argon 40 radiogénique, sont comprises entre 10^{-7} et 10^{-6} $cm^3\ g^{-1}$.

IMPLICATIONS TECHNIQUES

a - Puisque l'air ambiant contient de l'argon 40 (près de 1%),il

est nécessaire de procéder à la fusion de l'échantillon, dans une enceinte où règne une pression basse (domaine de l'ultra-vide). La valeur résiduelle d'argon 40 de cette enceinte doit-être couramment vérifiée. La valeur retenue en moyenne depuis 1971 et vérifiée depuis est de $1,8\ 10^{-7}$ cm^3 d'argon 40, dans les conditions d'équilibre entre enceinte d'extraction isolée de son groupe de pompage,ouverte sur la cellule du spectromètre de masse et la cellule elle-même.

Cette valeur comparée aux quantités d'argon 40 radiogénique recueillies dans un échantillon ($10^{-7}cm^3$) montre que dans un certain nombre de cas, elle représente plus de 50% de contamination de l'échantillon.Si donc le pourcentage d'argon 40 radiogénique/argon 40 total est voisin de 90%, on démontre que l'échantillon par sa présence apporte moins de 30% d'argon 40 de pollution.

D'autre part, la constitution isotopique du bruit de fond résiduel de l'enceinte est très voisine (à quelques unités près en moyenne) de la constitution isotopique de l'air (Tableau 4-B, colonne 40/36).Ceci signifie donc que la correction dite "atmosphèrique" appliquée à chaque échantillon daté est globale tenant compte de ce bruit de fond. La connaissance précise de l'apport de contamination de l'enceinte permet une approche réelle des caractéristiques de l'échantillon quant à sa pollution au moment de sa cristallisation et depuis sa cristallisation.

b - Ces faibles quantités doivent être mesurées avec précision la technique utilisée étant la spectrométrie de masse.Bien entendu, pour

Dosage de l'argon

EXEMPLES DE "BRUITS DE FOND" MESURES

Il s'agit ici de comparer à la valeur du volume du gaz traceur introduit lors de chaque fusion d'échantillon, les valeurs respectives des pics d'argon 40 et d'argon 36 résiduels dans l'installation ultravide dans laquelle se fera, pour chaque échantillon, la dilution isotopique et la purification du mélange gazeux obtenu par fusion, puis dilution.

TABLEAU 4

I. DILUTION DANS LE BALLON - A -

40^+	38^+	36^+	40/38	36/38
980 x 5mV	77750 x 5mV	2,5 x 5mV	0,749%	0,003%

II. DILUTION DANS LA LIGNE ULTRA-VIDE - B -

Référence expérimentale	40^+ x 5mV	38^+ x 5mV	36^+ x 5mV	40/38	36/38	40/36
1401	1080	2962	4,25	36,5%	0,140%	260,7
1410	1100	2994	4,00	36,7%	0,133%	276
1427	1070	3045	4,00	35,1%	0,131%	268
1480	1062	3017	4,00	35,2%	0,132%	266,6
1418	1340	3414	4,50	39,2%	0,132%	296,9
1456	797	2837	2,75	28,1%	0,105%	267,6
1514	1300	2788	5,00	46,6%	0,179%	260,3
1692	1626	3490	6,30	46,6%	0,180%	259

que ces faibles teneurs soient perçues en cours d'analyse (les quantités d'argon 36, comme le démontre le tableau 4B, sont 260 fois inférieures à celle de l'argon 40 soit 6,9 $10^{-10}cm^3$), il est nécessaire que la pression partielle de ces gaz dans la cellule d'analyse soit très proche de la pression totale dans la cellule du spectromètre. Les pressions d'analyse dans une cellule de volume STP de 1000 cm^3 sont comprises entre 5.10-9 et 5-10^{-8} Torr (1 Torr correspond à 760 mm de mercure). Généralement, par rapport aux gaz parasites qui pourraient demeurer après le stade de purification du mélange gazeux extrait de l'échantillon la pression d'argon (isotopes 40,38 et 36) est voisine de 60 à 70% en conditions standards, de la pression totale. Avant toute purification, selon les cas, elle oscille entre 10^{-4} et 10^{-7} de la pression totale.

LES PARAMETRES EXPERIMENTAUX DU DOSAGE.

On désire mesurer la quantité d'argon 40 radiogénique- en valeur absolue. Deux types de technique existent :

- La méthode volumétrique en l'absence de tout autre gaz que l'argon dans la cellule du spectromètre, la réponse du signal reçu est proportionnelle à la quantité de gaz - Une courbe signal/volume de gaz,est préétablie à l'aide de doses de volume connu injectées dans la cellule du spectromètre. Pour tout échantillon, la réponse du signal est comparée à la courbe étalon. Il faut, bien sur, que la pureté du mélange introduit soit absolue et que tout l'argon

extrait de l'échantillon soit attiré dans le spectromètre. En France, C.CASSIGNOL et ses collaborateurs, utilisent avec beaucoup de succès cette méthode à Saclay. En URSS, cette technique a également été utilisée.

- Opposée à cette méthode absolue, il existe une méthode relative de comparaison,très couramment utilisée.C'est celle que nous employons. Elle est plus commode d'usage ,mais fournit probablement un spectre isotopique légèrement falsifié en raison notamment du facteur de discrimination des masses de tout spectromètre.

Le principe en est le suivant :

L'isotope 38 de l'argon est peu abondant dans l'atmosphère et dans les échantillons (dans l'air, l'argon 38 représente le 1/1500 de la quantité d'argon 40, l'argon 36 représentant le 1/300 environ). Si l'on ajoute à tout mélange gazeux extrait par fusion d'échantillon, une quantité constante d'argon 38, en volume connu, cet isotope sera un témoin ou un traceur, auquel on pourra comparer à partir du spectre isotopique, la quantité d'argon 40. Cette relation finale n'est valable que si les trois isotopes de l'argon ont suivi dès le début de l'expérience, le même traitement. Aussi, est-ce dès la fusion de l'échantillon que doit-être ajouté ce volume de traceur.

La calibration de ce volume injecté est faite en utilisant des échantillons dits "standards interlaboratoires" dont la teneur en argon 40 radiogénique a été déterminée au cours de nombreuses expériences dans divers laboratoires. Le tableau 5 donne une récapitulation des valeurs déterminées sur une muscovite (standard minéral) appelée 4M Berne ,émise par E.JÄGER.

TABLEAU 5

Muscovite Berne 4 M	$6{,}28.10^{-6}$cc g^T - $6{,}43.10^{-6}$cc g^T	(1)
	$6{,}30.10^{-6}$cc $g^T \pm 0{,}026$	(2)
	$6{,}42.10^{-6}$cc g^T	(3)
	$5{,}75.10^{-6}$cc g^T - $6{,}61.\ 10^{-6}$cc g^T	(4)

(1) J.W. PURDY (1972)
(2) P. SIGNER, F.W. Mc DOWELL (1970)
(3) M. LANPHERE , B. DALRYMPLE (1965)
(4) E. JÄGER (1969)

TABLEAU 6

ETUDE DU TRACEUR I 40/38 = 39% 36/38 =0,13%
(bruit de fond de la ligne compris)

Standard utilisé : Muscovite de Berne "4M" $6,30.10^{-6}$ cc $^{40}Ar^{+}$ par gramme d'échantillon

N° expéri.	Poids	40^{+}	38^{+}	36^{+}	40_{correc}	40/38	38calculé x 10^{-6}
1349	0,1090	12551	3180	22	283	1,989	0,346
1420	0,0804	10404	2779	22,25	280	1,502	0,337
1569	0,1005	6341	2098	9	270	1,864	0,340

Moyenne : $0,341.\ 10^{-6}$ cc

Standard utilisé : Glauconie "GLO" Minéral $24,50.10^{-6}$ cc $^{40}Ar^{+}$ par gramme d'échantillon

N° expéri.	Poids	40^{+}	38^{+}	36^{+}	40_{correc}	40/38	38 calculé x 10^{-6}
1351	0,1512	27772	2450	12,80	270	9,924	0,367
1378	0,1160	23020	2475	15,80	270	7,576	0,375
1393	0,0703	15137	2521	10,20	270	4,913	0,350
1402	0,0707	52164	2168	143,70	287	5,000	0,350
1457	0,1033	28053	2144	41,70	280	9,850	0,331
1473	0,1379	38107	2495	48,30	280	9,850	0,341

Valeur Moyenne du traceur I : $0,352.\ 10^{-6}$ cc

Standard utilisé : Phonolite "MZ" Mont Mézenc Roche totale
$3,90.10^{-6}$ cc $^{40}Ar^{+}$ par gramme d'échantillon

N° expéri.	Poids	40^{+}	38^{+}	36^{+}	40_{correc}	40/38	38 calculé x 10^{-6}
1350	1,0257	11575	2404	9,10	270	3,868	0,347
1411	1,0327	13816	2461	14,70	280	3,940	0,343
1476	0,8678	15306	2395	26,90	265	3,416	0,333
1481	0,9040	13032	2656	12,28	270	3,650	0,324
1505	0,9231	13260	2310	17,50	270	3,694	0,327
1506	0,9064	13407	1968	22,50	270	3,725	0,318
1515	1,2391	16272	1817	25,60	270	5,150	0,315
1523	1,0179	15262	2341	21,75	270	4,012	0,332
1538	0,9033	14465	2405	22,00	270	3,543	0,333
1547	1,0089	19930	3512	22,90	270	3,911	0,337

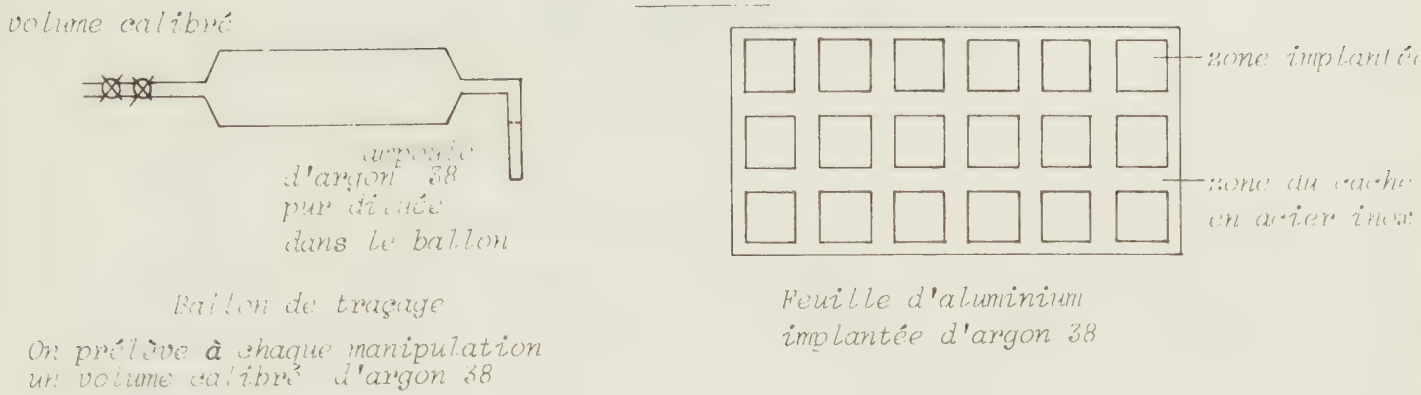
Moyenne : $0,331.10^{-6}$ cc

Le tableau 6, donne les valeurs trouvées à Orsay, lors de la calibration du traceur utilisé dit "I", pour ce volume injecté en utilisant, la Muscovite de Beine, la Glauconie GLO préconisée par G.S. ODIN (1974) et une roche totale (Phonolite du Mézenc). Pour chaque échantillon, une valeur moyenne est déterminée. En fait, le lecteur remarquera que pour chaque échantillon utilisé il apparaît une décroissance générale de la valeur du traceur, au fur et à mesure des ponctions opérées dans le ballon renfermant ce traceur.

A l'heure actuelle, à côté de la méthode classique de dilution isotopique (introduction d'une quantité calibrée de gaz au moment de la fusion Figure 3A), nous proposons un nouveau conditionnement de l'argon 38 (Figure 3A): de l'argon 38 implanté dans de la feuille mince d'aluminium, de qualité ménagère, déjà utilisée pour emballée les gravillons d'échantillon à fondre. La réalisation de cette implantation est due à J.CHAUMONT et ses collaborateurs, du laboratoire de spectrométrie nucléaire, R.BERNAS à Orsay. Elle est faite de la façon suivante :

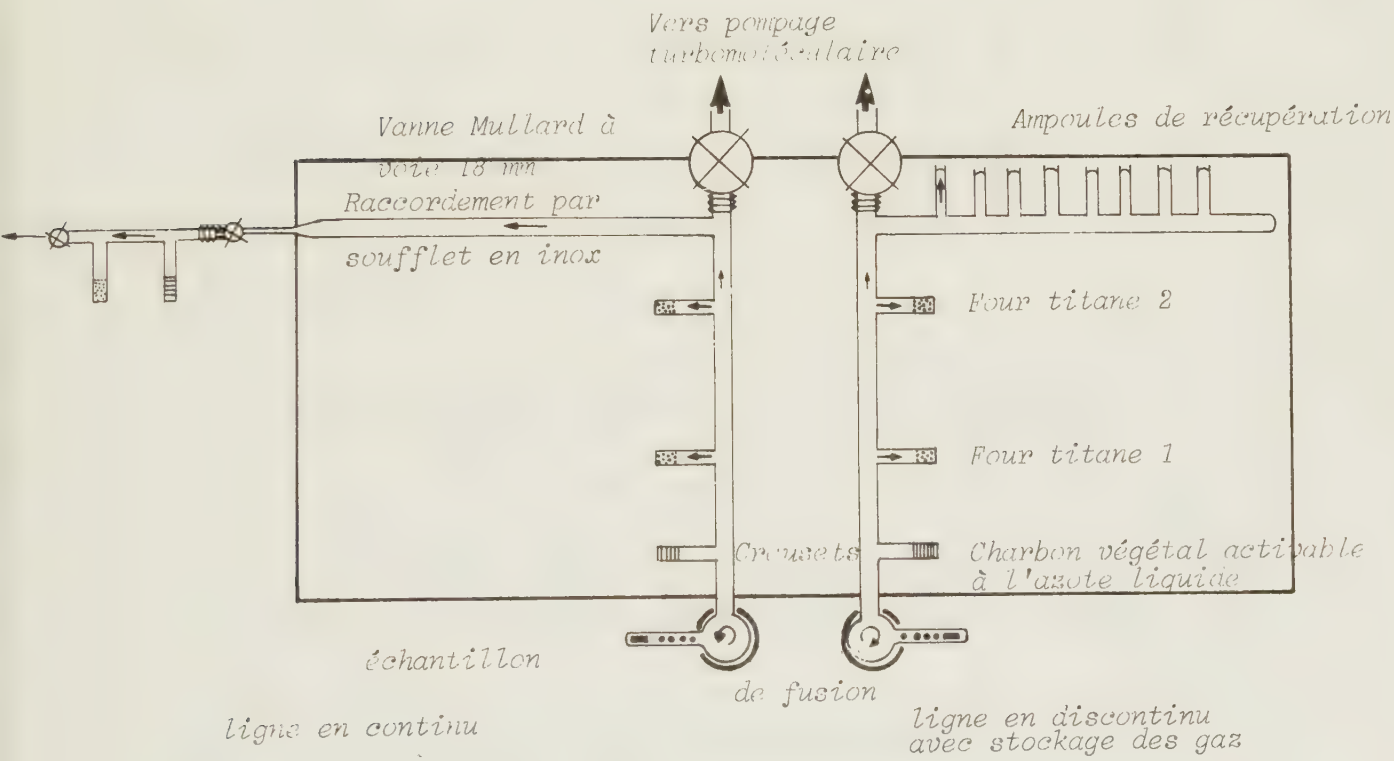
Le mélange, préenrichi en argon 38, à partir d'argon de l'air ou d'argon vendu par le Physickalisches Institut de Zürich, au séparateur isotopique, est implanté sous une énergie de 50 KeV, à une profondeur d'enlisement de 500 Å dans la feuille d'aluminium. L'enrichissement en 38 Ar au cours de cette implantation a été calculé dans le tableau 7,A et B. La composition du mélange gazeux au départ y est décrite.

FIGURE 3



Deux systèmes de traçage de l'argon 40 radiogénique de l'échantillon.

A



Lignes d'extraction des gaz en vue de dessus

échelle 1/10

B

TABLEAU 7

Implantation ionique

CALCUL DES COEFFICIENTS D'ENRICHISSEMENT $^{36}Ar/^{38}Ar$

à partir des teneurs en ^{36}Ar et ^{38}Ar implantées dans une feuille d'Aluminium. La dose de balayage est estimée à $0,838.10^{15}$at cm^{-2}. La surface implantée par carré analysé est de 0,49 cm^2.

1ère EXPERIENCE - A -

1838

Poids d'aluminium : 0,1059 g (emballage + 2 carrés implantés)

Pic ^{40}Ar 780/10mV

Pic ^{38}Ar 57 000/10mV Dose = $0,821.10^{15}$at

Pic ^{36}Ar 14,5/10mV

Origine du ^{40}Ar.

En première approximation, il provient presqu'exclusivement de la fusion de la feuille d'aluminium d'emballage. La teneur en ^{40}Ar dissous dans l'aluminium (argon de l'air piégé au cours de la fabrication du métal) est de 10^{14}at par gramme, soit dans le cas présent environ 10^{13}at.

En deuxième approximation, il représente l'argon 40 résiduel dans les installations de vide utilisées pour la fusion. Le rapport $^{40}Ar/^{38}Ar = 1,36.10^{-2}$, soit une dose de $^{40}Ar = 1,12.10^{13}$at. Le bruit de fond de l'installation est donc de l'ordre de $1,2.10^{12}$at d'argon 40. L'argon 40 du bruit de fond et celui contenu dans l'aluminium sont d'origine atmosphérique. IL lui correspond donc de l'argon 36 dans la proportion théorique $^{40}Ar/^{36}Ar = 295,6$. Aux pressions de travail de la cel-

lule du spectromètre ce rapport peut être estimé à 250.

Origine du ^{36}Ar.

La valeur du pic d'argon 36 atmosphérique est donc de 3,1/10mV L'argon 36, restant, provient donc du processus même d'implantation.

Le mélange gazeux utilisé avait pour composition isotopique de départ :

0,005% ^{40}Ar, 9,865% ^{38}Ar, 90,130% ^{36}Ar .

La composition isotopique du mélange implanté dans les feuilles d'aluminium est la suivante :

$^{40}Ar \rightarrow$ négligeable

$^{36}Ar/^{38}Ar = 11,4/57000 = 0,0002 = 2.10^{-4}$

2ème EXPERIENCE - B -

1841

Poids d'aluminium : 0,0970 g (emballage + 2 carrés implantés)

Pic ^{40}Ar 850/10mV

Pic ^{38}Ar 65 000/10mV Dose = $0,821.10^{15}$ atomes

Pic ^{36}Ar 15,5/10mV

Calcul du rapport $^{40}Ar/^{38}Ar = 1,46.10^{-2}$ soit une teneur en ^{40}Ar de $1,19.10^{13}$ atomes.

Dans le cas présent 10^{13} atomes d'Argon 40 environ sont liés à la fusion du papier d'emballage de l'échantillon, en aluminium. Les $1,9.10^{12}$ atomes d'Argon 40 sont liés au bruit de fond de l'installation.

Calcul de l'Argon 36 atmosphérique lié à l'argon 40.

Comme dans le cas précédent, nous considérerons qu'à la pression de travail de la cellule, ces deux isotopes de l'argon d'origine atmosphérique sont dans le rapport de 250,

soit $^{36}Ar_{atm}$ = 850/250 = 3,7/10mV

L'argon 36 restant soit 12,1/10mV est donc lié à l'argon 38 implanté, soit dans les proportions ci-dessous :

$$^{36}Ar/^{38}Ar = 12,1/65\ 000 = 0,000186 = 1,86.10^{-4}$$

La surface implantée est de 0,49 cm^2. Elle est délimitée de la façon suivante: un support en acier inoxydable reçoit une feuille d'aluminium de même dimension (7 x 4,5 cm). Une grille en acier inoxydable délimite au-dessus de la cible en aluminium, 24 surfaces à implanter, carrées, de 0,7 cm de coté (valeur déterminée à 1/100) (figure 3). Un faisceau d'argon 38 balaye alors l'ensemble expérimental décrit. Seules sont implantées d'argon, les surfaces découvertes. Les rebonds éventuels d'ions sur la grille du cache pourraient contribuer pour moins de 0,001 à l'enrichissement différentiel de chaque carré. Le nombre de cycles de balayage de la feuille par le faisceau est important: suivant l'axe vertical de la cible, il est de $60.s^{-1}$ et de $250.s^{-1}$ suivant l'axe horizontal. Le balayage est effectué pendant 300 secondes pour implanter une dose de $3.72.10^{-7}$ cm^3 (soit 10^{13} atomes) d'argon 38.

L'argon implanté n'est pas tout à fait isotopiquement pur. Des analyses d'échantillons témoins implantés de $0,838.10^{15}$ $at.cm^{-2}$ soit $3,12.10^{-5}$ $cc.cm^{-2}$ d'argon 38 ont été répétées et montrent que l'argon 36 apporté par chaque carré d'aluminium est dans la proportion moyenne de $1,8.10^{-4}$ de la quantité d'argon 38 (tableau 7). Le rapport de la quantité d'argon 36 contenue dans l'argon 38 et de la quantité d'argon 38 dans l'argon étalon fabriqué par le Physikalischer Institut de Zürich est de 5.10^{-5}. Cette valeur est quatre fois plus faible que celle que l'on obtient par implantation. En fait, dans la technique de dilution isotopique avec gaz traceur (première technique décrite), ce rapport est très fortement augmenté par la pollution qui demeure au niveau des vannes du volume calibré et du ballon en verre dans lequel se fait la détente de l'ampoule.

De même, l'emballage en aluminium de l'échantillon apporte une pollution en argon 40 et donc en argon 36. La dose moyenne est de 10^{14} at par gramme d'aluminium, soit $3,72.10^{-5}$ cc d'argon 40. Le poids moyen d'emballage d'un échantillon est de 0,1 g. Il renferme donc $3,72.10^{-6}$ cc. Ceci constitue bien sûr un grand apport de contamination.

En résumé, nous noterons les diverses contributions de contamination:

Isotope	Contribution	Source
40 Ar	négligeable	Traceur
	$3,72 . 10^{-6}$cc	emballage Al
	$1,86 . 10^{-7}$cc	bruit de fond
36 Ar	$3,24 . 10^{-10}$cc	Traceur
	$1,24 . 10^{-8}$cc	emballage Al
	$6,20 . 10^{-10}$cc	bruit de fond

Ce tableau démontre donc que l'isotope 38 implanté présente un taux d'argon 36 presque négligeable devant les autres sources d'argon 36.

Utilisation pratique de ces feuilles:

Chaque carré renferme une dose précise, mesurée en deux temps; au moment de l'implantation, à l'aide d'un intégrateur de courant d'ions, et au moment de son utilisation, deux carrés témoins sont fondus séparément avec des échantillons dits standards. Ce deuxième train de mesures constitue une vérification des mesures à l'implantation. Le tableau 8 donne pour quelques-unes des expériences réalisées, dans ce sens, une comparaison entre les teneurs d'argon 38 théoriques et les teneurs réel-

TABLEAU 8

Traçage de l'argon 40 radiogènique de l'échantillon par de l'argon 38 implanté sur 0,49 cm^2 d'aluminium

Comparaison entre les teneurs d'argon 38 théoriquement implantées et les teneurs réellement implantées

Le standard utilisé dans cette comparaison (source de l'argon 40 radiogènique) est la glauconie GLO. Sa teneur en argon 40 radiogénique est de : de $24,5.10^{-6}cc.g^{-1}$ d'échantillon.

Référence exp.	Poids de glauconie (g)	Valeur implantée théorique (x 10^{-6}cc)	Valeur implantée mesurée (x 10^{-6}cc)	% $^{40}Ar/^{40}Ar_{total}$
1613	0,0508	0,182	0,198	81,3
1614	0,1667	2,000	2,120	92,6
1615	0,1031	1,820	1,930	90,1
1616	0,2037	6,960	7,440	94,2
1617	0,2018	6,960	7,540	92,1

Calcul de la différence entre la teneur réellement implantée et la teneur théoriquement implantée.

	Valeur absolue (x 10^{-6}cc)	Valeur relative par rapport à la valeur théorique
1613	0,016	+ 8,8 %
1614	0,12	+ 6,0 %
1615	0,09	+ 5,0 %
1616	0,48	+ 7,0 %
1617	0,58	+ 8,3 %

Les implantations ioniques ont été réalisées par J. Chaumont et ses collaborateurs au laboratoire de Spectrométrie de masse "René Bernas" à la faculté d'Orsay.

lement implantées.

Quelques détails sur la technologie utilisée:

Par rapport au développement technologique que j'avais fait en 1971 dans ma thèse de 3ème cycle, j'insisterai sur quelques points fondamentaux longuement étudiés depuis cette date.

La figure 3B donne un plan au 1/10 de la nouvelle ligne conçue à Orsay depuis 1975. Le pompage est assuré par une pompe turbomoléculaire Pfeiffer dont le vide limite est de 8 à 9.10^{-9} mm de Hg. Deux lignes existent sur le même bâti, symétriques par leur disposition. L'une est reliée directement au spectromètre de masse (innovation depuis notre travail de 1971), l'autre adoptant le principe de stockage en ampoules de récupération tel que je l'avais décrit à cette époque. Un seul générateur haute fréquence assume le chauffage de l'un ou l'autre des creusets en molybdène , par déplacement de cavaliers, les spires d'induction étant solidaires, après isolement électrique convenable, de chaque creuset de fusion. Chaque ligne comporte un piège à charbon activable et deux fours à mousse de titane. Les éléments en inox sont extrêmement réduits puisque restreints aux seules vannes RTC à voie de 18 mm, de conductance 1 $l.s^{-1}$, qui isolent les lignes du groupe de pompage, et à une autre vanne isolant la ligne, du spectromètre de masse. Entre la ligne d' extraction et le spectromètre de masse, il demeure une ligne intermédiaire qui comporte un four à mousse de titane, destiné à parfaire la purification du mélange gazeux (piègeage de tous les gaz actifs). Un getter au titane - zirconium a également été utilisé. Il faut toutefois noter des incidents de fonctionnement de ce piège, dans le cas d'échantillons mal purifiés (apparition de masses parasites d'unité de masse atomique 36, 37 et 39). Au niveau du pic 36, la contribution n'est pas négligeable

dans ce cas. Un phénomène semblable a été observé parfois au niveau du filament du spectromètre dans des conditions expérimentales défavorables (cf. figure 6).

La figure 4 est relative au spectromètre de masse et présente la source du spectromètre Thomson - Cameca utilisé. La fente de définition du faisceau d'ions a une largeur de 0,07 mm. Le filament qui émet des électrons par chauffage, est parcouru par un courant d'intensité variable entre 2,2 et 3,2 A. Ce courant est choisi en fonction du seuil d'émission électronique de chaque filament.

Le courant du corps de la source est une fonction du bombardement de celle-ci par les électrons émis par le filament. La hauteur des signaux obtenus au niveau du collecteur est une fonction de ce courant. Ainsi, à 150 μA de courant corps, les pics obtenus représentent en intensité la moitié de ceux obtenus à 250 μA. Toutefois il existe un maximum de ce phénomène. Un contrôle digital continu est fait de ce paramètre en cours d'expérience, puisqu'il conditionne la hauteur du pic. Son contrôle est effectué au demi digit près, soit 249,5 à 250,5 μA.

La géométrie est à 180° (source parallèle au collecteur). Cet appareil qui, à l'origine, possède deux rayons de courbure utilisables et donc deux collecteurs n'est utitilisé ici que pour une trajectoire d'ions de rayon 6 cm. L'autre ensemble (rayon 2,3 cm) a été déconnecté. La tension d'accélération utilisée pour les masses 36 à 40 avoisine 500 Volts.

L'amplification: le tube électromètre a été remplacé par un circuit intègré commercialisé par Analog Device, dont les caractéristiques sont les suivantes: n° 310 K, de gain 10^5.

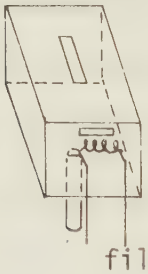
FIGURE 4

GEOMETRIE DU SPECTROMETRE DE MASSE
TSN 20 SSE

1. Source

fente objet de définition

demi-plaques (cf. potentiel des demi-plaques)

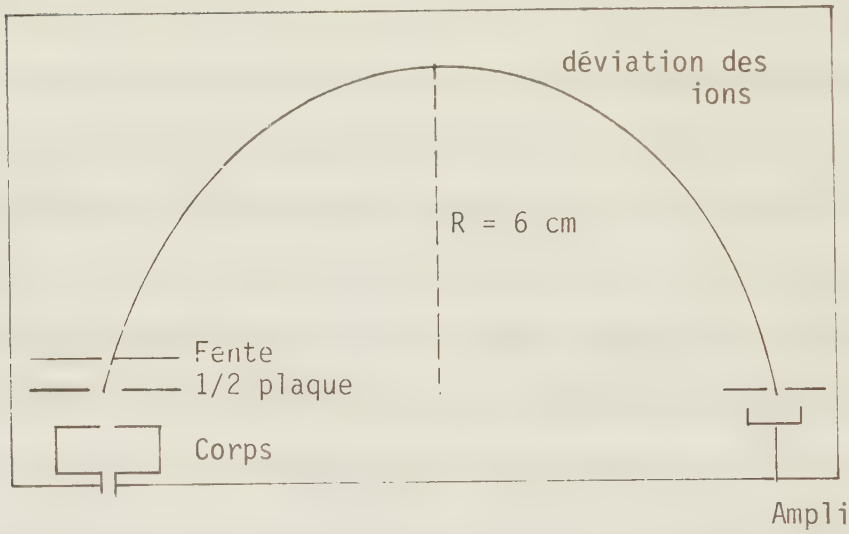


Corps Chambre d'ionisation

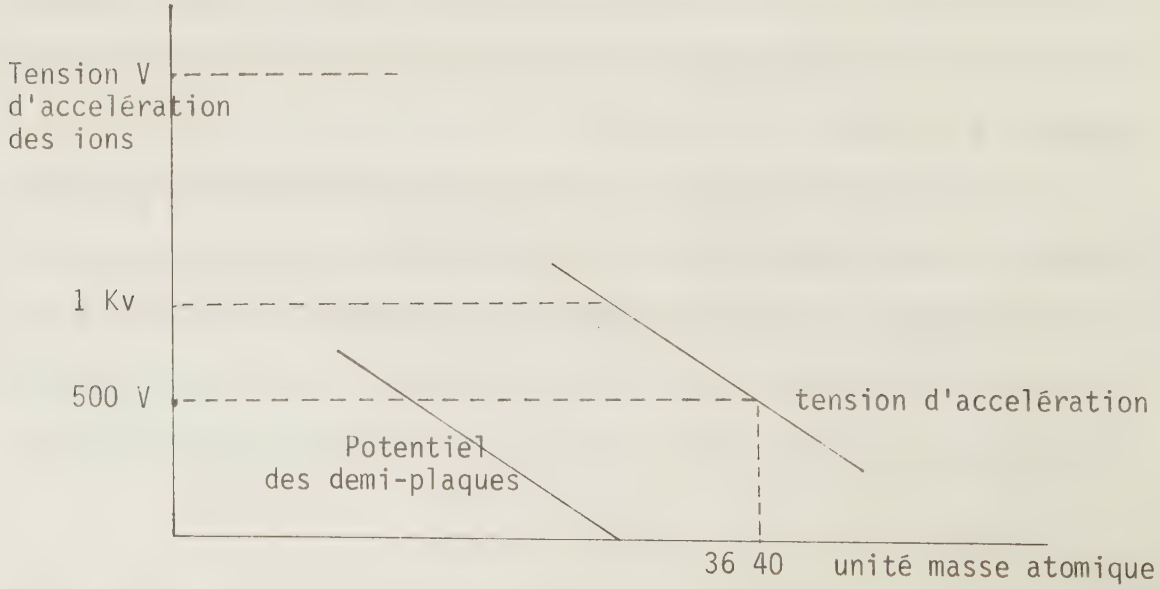
filament 2,2 à 3,2 Amp.

Gaz

2. Cellule



3. Tension d'accélération et d'extraction



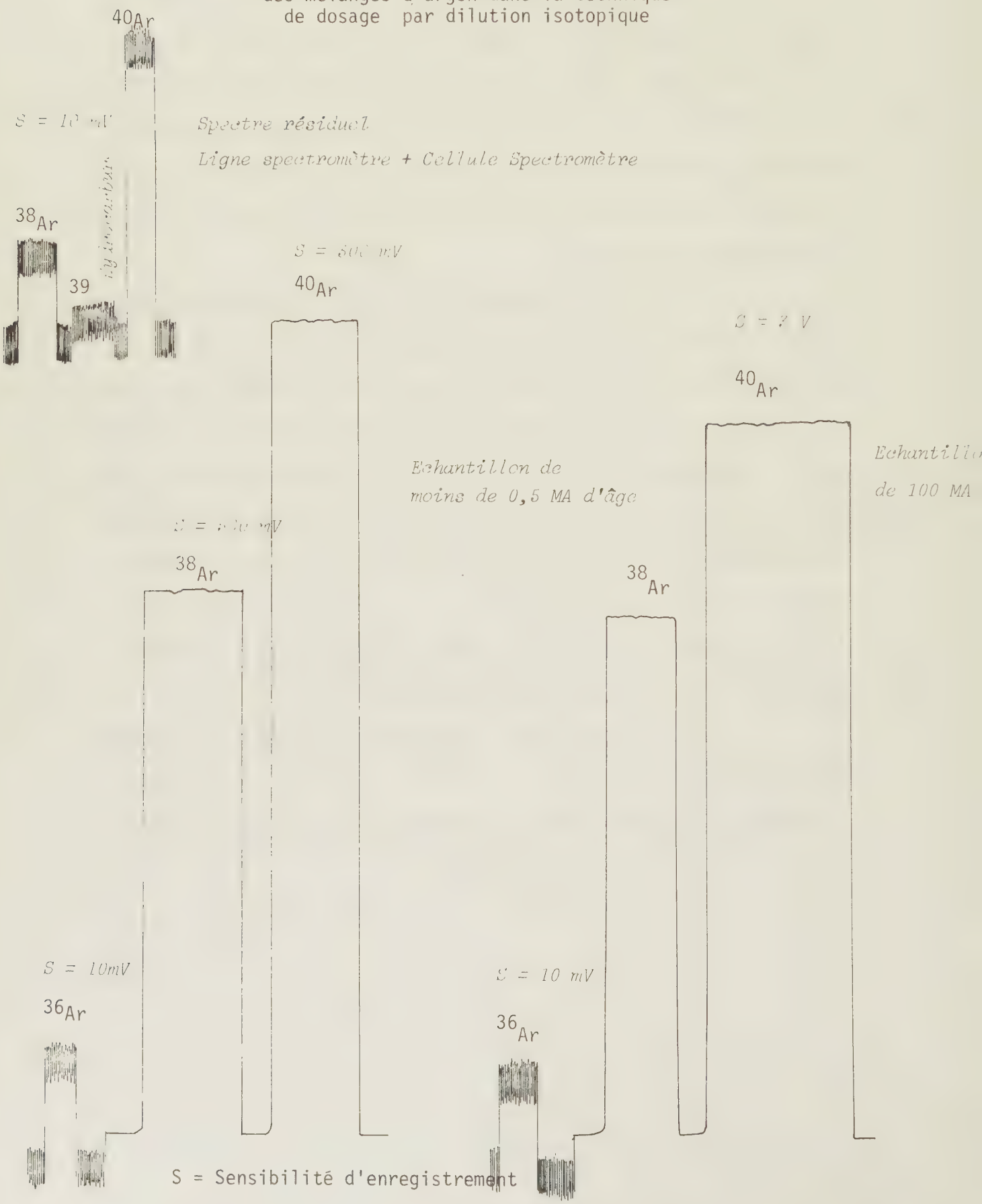
La figure 5 présente deux extraits des spectres obtenus en recevant le courant d'ions au niveau du collecteur dans une résistance de 10^{11} ohms. Aucune capacité n'est utilisée en parallèle sur la résistance d'entrée de l'amplificateur afin de ne pas augmenter les constantes de temps de réponse. Les montées en sommet de pic, quelque soit la sensibilité d'enregistrement, sont donc verticales. La vitesse de défilement du spectre est de 600 $mm.h^{-1}$.

La figure 6 est un exemple d'exploitation d'un mélange isotopique mal purifié, qui a subi de plus, des échanges au niveau d'un four titane sursaturé. Ces échanges se manifestent notamment par l'apparition au cours de l'introduction des gaz dans la cellule du spectromètre de forts signaux à la masse 36, concomitant d'une augmentation progressive à la masse 37 (temps 0 sur le graphique); au moment de l'isolement du spectromètre par rapport à la ligne de transfert, ces deux signaux subissent une décroissance régulière qui s'arrête dès l'instant où le signal à la masse 37 a atteint la valeur résiduelle (R). A ce moment-là, le pic 36 ne subit plus aucune évolution.

L'interprétation que je donne de ce phénomène est un cracking d'une masse 36 (hydrocarbure ?) surajoutée en quantité non négligeable à l'isotope 36 de l'argon (inerte). Le même phénomène joue au niveau de la masse 37, dû au filament du spectromètre.

FIGURE 5

Exemples de spectres
des mélanges d'argon dans la technique
de dosage par dilution isotopique

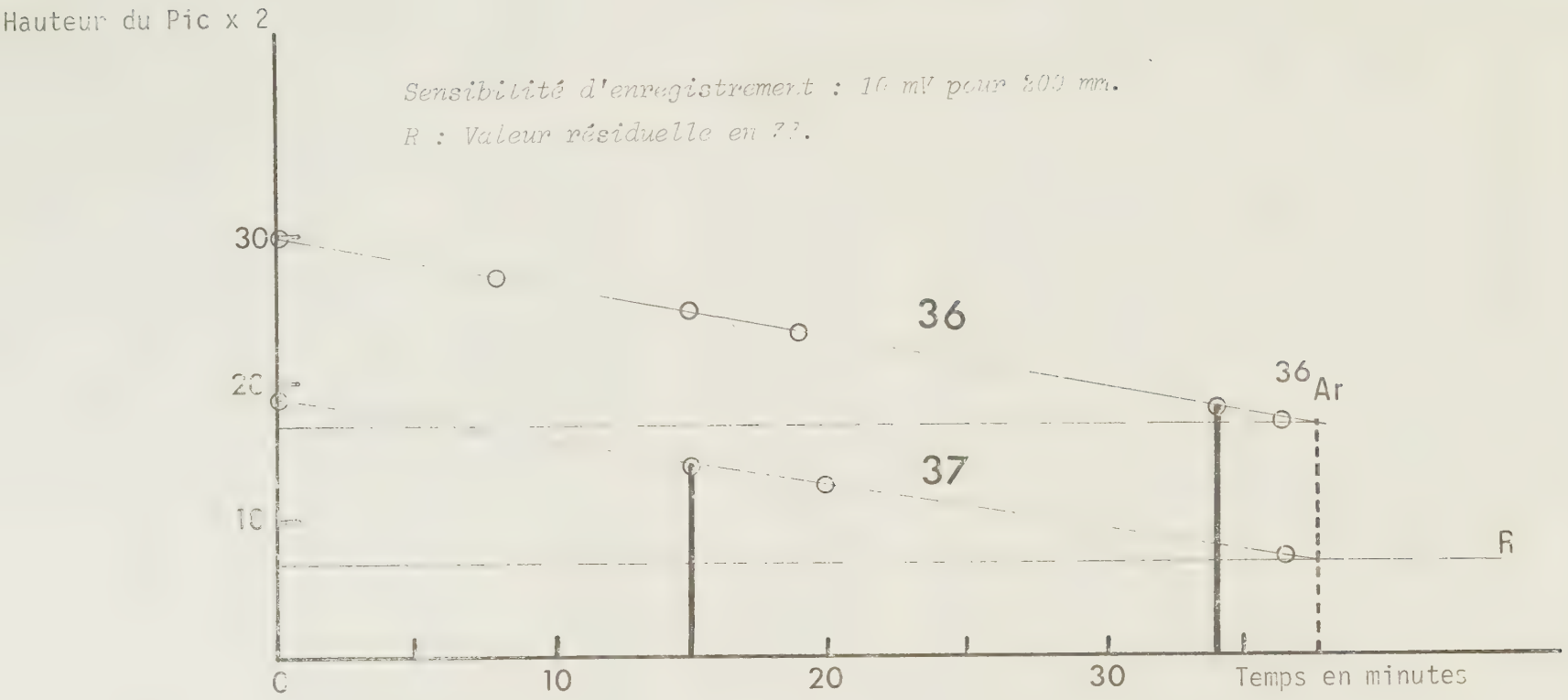


S = Sensibilité d'enregistrement

Résistance d'entrée de l'amplificateur 10"ohms.

Equilibre des Gaz dans la cellule

du spectomètre de masse.



Le pic 36 a deux composants : 36 Ar que l'on veut mesurer
+ un hydrocarbure
L'hydrocarbure de masse 36 a le comportement du 37 qui décroit jusqu'à l'équilibre du mélange.
36 et 37 subissent un "cracking" au niveau du filament.

FIGURE 6

TABLEAU 9

Valeurs comparées des constantes de désintégration

Nous récapitulons dans ce tableau les valeurs des constantes de désintégration du ^{40}K données par SMITH (1964), LIPPOLT (1965) et BECKINSALE (1969).

Constantes de désintégration	SMITH (I)	LIPPOLT (2)	BECKINSALE (3)
λ	$5,304.\ 10^{-10}.\ an^{-I}$	$5,32.\ 10^{-10}.\ an^{-I}$	$5,48.\ 10^{-10}.\ an^{-I}$
$\lambda\ \beta^-$	$4,72\ .\ 10^{-10}.\ an^{-I}$	$4,737.10^{-10}.\ an^{-I}$	$4,905.10^{-10}.\ an^{-I}$
$\lambda\ K$	$0,584.\ 10^{-10}.\ an^{-I}$	$0,582.10^{-10}.\ an^{-I}$	$0,566.10^{-10}.\ an^{-I}$
Rapport d'embranchement			
R	0,123	0,123	0,117
% ^{40}K	$1,18.\ 10^{-2}$	$1,18.\ 10^{-2}$	$1,18.\ 10^{-2}$
Période T	$1,31.\ 10^{9}$ ans		$1,265.10^{9}$ ans

L'âge d'un échantillon calculé en utilisant les constantes données par BECKINSALE, diffère de 3 % de l'âge calculé en utilisant celles de SMITH.

(I) A.G. SMITH — Potassium-Argon decay constants and age tables. Quarter J. Geol. Soc. London (1964).

LIPPOLT et FRECHEN — Kalium-Argon-Daten zum alter des laacher vulkanismus der rheinterrassen und der Eiszeiten. Eiszeitalter und Gegenwart . 16 (1965).

(3) R.D. BECKINSALE et N.H. GALE — A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ^{40}K . Earth and planet . Sci. letters . 6 (1969).

TABLEAU 10

IV. Calcul de l'âge K.Ar d'un échantillon à partir des résultats analytiques.

I. Equations générales

1. Loi générale de décroissance radioactive.

$-dN/dt = \lambda N$ — N nombre d'atomes pères dans le milieu au temps t. $-dN/dt$ représente le nombre d'atomes fils produit par unité de temps. Cette valeur est proportionnelle à λ près au nombre d'atomes pères.

2. λ caractérise le mécanisme de désintégration radiocative. C'est une caractéristique atomique de l'isotope radioactif considéré.

3. Au temps $t = 0$, mise en route du chronomètre, il y a N_o atomes pères.
Au temps $t = T$, (période radioactive), la moitié des atomes pères a disparu par transmutation.
Au temps $t = t$ (âge radiométrique mesuré) N atomes pères demeurent dans le milieu. Il s'est donc formé N' atomes fils.
$N' = N_o - N$
L'intégration de la relation 1 donne :

$$N = N_o e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad N_o = N e^{\lambda t}$$

4. De ce fait

$$N' = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1)$$

Ceci représente la quantité d'atomes fils radiogéniques produite dans le milieu au temps t.

5. L'âge $t = \frac{1}{\lambda} \text{ Log } (1 + \frac{N'}{N})$

II. Application au chronomètre K.Ar

La figure 1 présente le schéma de double désintégration radioactive du potassium 40. Pour cette raison :

$$N' = {}^{40}Ar^{*} + {}^{40}Ca^{*} = {}^{40}K\,(e^{(\lambda\beta^{-} + \lambda k)t} - 1)$$

Si l'on s'intéresse uniquement au produit fils ${}^{40}Ar^{*}$, radiogénique, on peut écrire,

$${}^{40}Ar^{*} = {}^{40}K \frac{\lambda K}{\lambda\beta^{-} + \lambda k} (e^{(\lambda\beta^{-} + \lambda k)t} - 1)$$

ou en utilisant la relation 5,

$$t = \frac{1}{\lambda\beta^{-} + \lambda k} \text{ Log } (1 + \frac{\lambda\beta^{-} + \lambda k}{\lambda k} \times \frac{{}^{40}Ar^{*}}{40k})$$

en introduisant R, le rapport d'embranchement $= \lambda K / \lambda\beta^{-}$

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{ Log } (1 + \frac{1 + R}{R} \times \frac{{}^{40}Ar^{*}}{40K})$$

III. Introduction des données numériques.

Tous les calculs d'âge effectués, l'ont été, en utilisant les constantes de Lippolt. (définies dans le tableau 9).

$$t = \frac{1}{5{,}32.10^{-10}} \text{ Log } \left(1 + \frac{1 + 0{,}123}{0{,}123} \frac{^{40}Ar^{*}}{^{40}K}\right)$$

Si ^{40}Ar (^{40}Ar radiogénique) est exprimé en cm^3.

Si ^{40}K est exprimé en g. (gramme)

$$t = 4320 \ ^{10}\log \left(1 + 134{,}7 \frac{^{40}Ar^{*}}{^{40}K}\right)$$

t est exprimé en millions d'années (MA).

La variation admissible sur un âge radiomètrique K.Ar doit permettre à l'expérimentateur de juger de la valeur de ses mesures. Pour ce faire, celui-ci doit posséder sur le même échantillon deux catégories d'information.

- teneur en argon 40 radiogènique déterminée à partir de deux fusions différentes du même échantillon, au moins.
- teneur en K_2O déterminée à partir de deux attaques chimiques différentes du même échantillon, au moins.

La variation admissible standard dépend de trois facteurs.

- Précision analytique de la mesure de la teneur en argon 40 radiogénique.

Interviennent ici, le facteur de la contamination ("pollution") atmosphérique de l'échantillon. L'imprécision sera d'autant plus grande que le stock d'argon 40 radiogènique sera faible par rapport au stock d'argon 40 atmosphérique (mesuré sur le spectre à partir du pic d'argon 36). P.E. DAMON (1966) a publié une courbe expérimentale de l'erreur standard du rapport $^{40}Ar/^{40}K$, fonction de la correction dite atmosphérique.

$\frac{^{40}Ar^{*}}{^{40}Ar_{Total}}$ = 5 %, l'imprécision est de 95 %

$\frac{^{40}Ar^{*}}{^{40}Ar_{Total}}$ = 50 %, l'imprécision est de 5 %

- Précision analytique de la détermination de la valeur de la dose d'argon 38 injectée au cours de chaque expérience.

Les opérations de dosage, répétées, en utilisant divers échantillons standards, conduisent à admettre une imprécision latente de cette valeur de $\pm$ 3 % par rapport à la moyenne.

- Précision analytique de la détermination de la teneur en K_2O

La méthode des carrés d'erreur sur la courbe de transmittance en absorption atomique conduit à une valeur de ± 2 % de la valeur absolue. Toutefois, il me semble prudent d'augmenter cette marge à ± 4 % pour les échantillons renfermant moins de 0,6 % de K_2O. En effet, le chlorure de lanthane, utilisé pour corriger les interférences, contient du potassium en quantité non négligeable. La pureté du lanthane utilisé est de 99,99 %. Il est donc nécessaire que la solution préparée à partir de l'échantillon, contienne une quantité de K_2O très largement supérieure à celle contenue dans le chlorure de lanthane qui lui est adjoint.

En conclusion, on remarque que le premier facteur d'imprécision dépend de l'échantillon traité. De plus intervient dans ce facteur, l'imprécision qui existe au niveau expérimental et au niveau théorique, de la valeur du rapport ^{40}Ar de contamination/ ^{36}Ar.

- Au niveau expérimental, on doit tenir compte du facteur de linéarité du spectromètre de masse, en fonction de la pression des gaz introduits dans la cellule. Pour une pression donnée, appréciée à partir du cumul des hauteurs de pics enregistrés, le rapport est calculé à ± 2 points près, soit pour un rapport $^{40}Ar^{atm.}/^{36}Ar$ = 270, une valeur oscillant entre 268 et 272.

- Au niveau théorique, si effectivement la pollution atmosphérique, dans le site géologique de l'échantillon, est démontrée, on ne peut savoir si réellement la composition isotopique de l'air "polluant" au moment de la cristallisation de la roche était celle que l'on mesure aujourd'hui (NIER 1951). De plus, certains auteurs mettent en évidence, en utilisant des méthodes graphiques contestées, d'éventuels excès d'argon 40 à la cristallisation, ou des rapports $^{40}Ar/^{36}Ar$, à la cristallisation, plus faibles que le rapport actuel. Aucune lumière précise n'étant faite sur ce point,

je m'abstiendrai d'en parler plus longuement, en faisant remarquer, que pendant un moment je me suis intéressé à ce problème, à propos de la datation des laves alcalines du Pacifique. L'application des autres facteurs peut être faite à la formule proposée par COX et DALRYMPLE (1967). Le tableau 11 résume ces calculs.

TABLEAU 11

Calcul de la variation admissible sur l'âge.

1. Formule de COX et DALRYMPLE (1967).

$$\text{imprécision sur l'âge} = \sqrt{(\sigma_k)^2 + (\sigma_{Traceur})^2 + \left(\sigma_{\frac{40}{38}}\right)^2 \left(\frac{1}{R}\right)^2 + \left(\sigma_{\frac{36}{38}}\right)^2 \times A^2}$$

A est un coefficient de valeur :

$$A = \frac{1-R}{R} - \frac{F}{1-F} \quad \text{et} \quad R = {}^{40}Ar \,/\, {}^{40}Ar_{Total} \quad \text{et} \quad F = \left({}^{36}Ar/{}^{38}Ar^{*} {}^{38}Ar/{}^{36}Ar\right)_{air}$$

A mon avis, $\frac{F}{1-F}$ est négligeable devant $\frac{1-R}{R}$

2. Calcul de σ :

Les rapports 40/38 et 36/38 sont expérimentaux, et mettent en rapport des grandeurs physiques mesurées graphiquement. Ce sont les courants d'ions reçus sur le collecteur. L'imprécision vient avant toute chose, de la dérive thermique de l'électronique pour les pics de grande taille (enregistrés sur de faibles sensibilités) et de la difficulté de mesure graphique pour les pics de petite taille (Pic ^{36}Ar) (enregistrés sur de fortes sensibilités).

$\sigma_{\frac{40}{38}} = 0{,}015$ $\qquad$ $\sigma_{\frac{36}{38}} = 0{,}015$

$\sigma_k = 0{,}02$ $\qquad$ $\sigma_{Traceur} = 0{,}030$

Tableau des valeurs de σ calculé.

R = 50 %	R = 20 %	R = 10 %	R = 5 %
σ = 4 %	σ = 4,8 %	σ = 7,5 %	σ = 14 %

V. LE SEUIL DE STOCKAGE DE L'ARGON RADIOGENIQUE DANS LES MINERAUX

En général, l'argon migre facilement dans et hors d'un réseau minéral sous l'action d'un front thermique. Ce front thermique peut être celui qui accompagne la cristallisation du minéral : il correspond alors à un gradient négatif de la température ; mais il peut accompagner également le réchauffement d'un minéral ou d'une roche et correspond alors à un gradient positif de la température, (cas du métamorphisme).

Tous les problèmes chronométriques envisagés dans ce travail correspondent au premier cas, excepté les quelques datations effectuées sur les volcanites, renfermant des xénolites, d'Espagne du sud-est. Il s'agit donc de connaître la signification d'une datation d'un corps plutonique pour lequel, le refroidissement lent est de longue tradition scientifique.

L'âge calculé ou l'âge radiométrique (A. HOLMES - 1962) d'un corps plutonique, correspond, selon toute vraisemblance à l'âge de la fermeture du réseau minéral. Cela signifie qu'un laps de temps s'est nécessairement écoulé entre la mise en place antérieure et le moment du blocage.

LES FACTEURS CONDITIONNANT LE MOMENT DU BLOCAGE

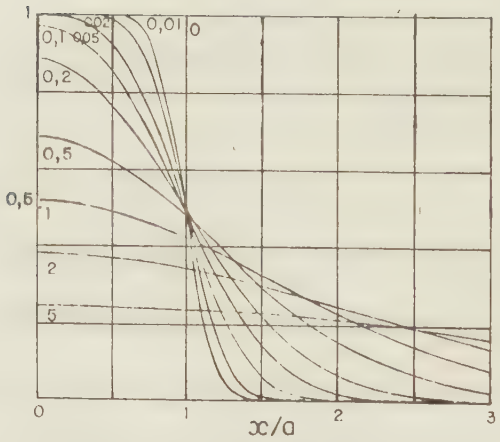
1. Tous les minéraux ne se ferment pas à la même température.

S'il est difficile de fixer en valeur absolue cette température pour chaque minéral, il est toutefois possible de constater à partir des normes rapportées par les auteurs dans les travaux concernant la datation de minéraux soumis à un front thermique au contact de lame intrusive que, la hornblende a un très bon pouvoir de rétention de l'argon à moins de 1 km,

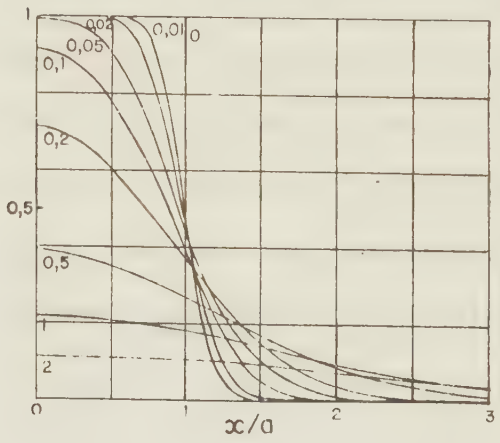
FIGURE 7

$\frac{T_{finale}}{T_{initiale}}$

Lame intrusive
épaisseur 2a



Corps cylindrique
de rayon a



Les courbes représentent les valeurs de Kt/a^2 en fonction de Tfin/Tinit. et x/a.

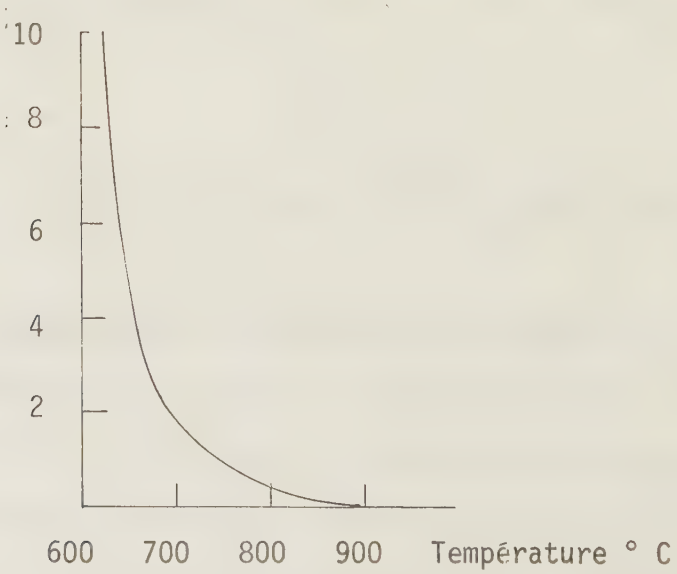
D'après

Carslaw et Jaeger 1959

Maury 1976

Courbes de refroidissement d'intrusions magmatiques

Pression en Kbar



Courbe du solidus d'un granite

le réseau n'est pas ouvert. Le réseau de la muscovite n'est pas ouvert à 2 km du contact, la biotite n'est pas ouverte à 5 km ; quant au feldspath potassique, il ne retient que 20 % de l'argon accumulé dans le réseau à 5 km (d'après les travaux de G.N. HANSON et P.W. GAST- 1967).

Les travaux expérimentaux viennent étayer ces données ; ainsi KOTLOUSKAYA et TOVARENKO (1964) montrent que si l'on chauffe sous vide, des amphiboles ou des micas, biotite, les premières perdent le maximum d'argon en même temps que l'eau de constitution entre 900 et 1000°C, les seconds perdent le maximum d'argon en même temps que l'eau à une température inférieure se situant entre 700 et 850°C. Les travaux de E.K. GERLING et al (1966), viennent compléter ces données : l'argon est situé en deux positions dans les biotites : le départ de l'argon des sites premiers s'effectue entre 600° et 1000°C avec un maximum à 780 - 875°C ; le départ de l'argon des sites seconds s'effectue entre 950 et 1120°C. Mais, dans la nature, une grande part de l'argon quitte la biotite entre 300 et 500°C. En conclusion, on peut admettre avec Ph. VIDAL(1972) et d'autres auteurs que les âges obtenus sur les biotites correspondent au seuil de température à 300°C.

Il me semble nécessaire de considérer que les âges obtenus sur les feldspaths correspondent à un seuil de température plus bas de l'ordre de 200°C. Il s'agit ici, précisons le, d'une donnée intuitive.

Ainsi donc, la coexistence de la biotite et de feldspath dans une intrusion, implique que celle-ci ne devient un système véritablement fermé vis à vis de l'argon radiogénique, que lorsque sa température est égale ou inférieure à 200°C.

2. L'âge de la mise en place du pluton par rapport à l'âge radiométrique doit donc être augmenté du temps de refroidissement.

Nous devons de ce fait calculer celui-ci.

Pour ce faire, nous utiliserons les équations de Carslaw et Jaeger (1959). On considère donc un corps magmatique de température initiale T en degré C. On calcule le temps , en secondes, nécessaire pour qu'à la bordure du pluton, c'est à dire dans la zone de contact pluton-encaissant (à la température initiale de 0°C), le pluton atteigne 200°C. La température initiale peut être estimée à 800°C d'après la courbe du solidus donnée par Brown et Fyfe (1970) pour un granite à muscovite, en l'absence d'eau. Une valeur semblable est donnée par P.G. HARRIS et al, 1969, pour une pression de 0,5 Kbar ce qui représente une mise en place sous une couverture de 1500 mètres de sédiments. Cette température devrait être abaissée à 650°C, si la mise en place se faisait sous une pression douze fois plus grande, soit 6 Kbar. (figure 7).

Deux courbes permettent de déterminer, dans le cas d'une lame intrusive ou dans le cas d'une intrusion cylindrique, la valeur de t, temps nécessaire au passage de l'isotherme $T_{sup.}$ à $T_{inf.}$. En abscisse, est donnée la valeur x/a, où x représente la distance du point où l'on calculera le temps d'abaissement de la température de $T_{initiale}$ à T_{finale} au centre de l'intrusion, et a le rayon de l'intrusion ou la demi épaisseur de la lame. En ordonnée, apparaît la valeur $T_{finale}/T_{initiale}$.

Chaque courbe représente la valeur kt/a^2 ou k est le coefficient de diffusivité thermique de l'encaissant en $cm^2.sec^{-1}$ et t le temps de refroidissement en secondes.

3. Application aux intrusions de la région ouest-algéroise.

Les intrusions subcirculaires ont un diamètre moyen (à l'affleurement après érosion de la couverture), de 7 km ; x/a dans le cas présent

est égal à 1, puisque nous nous plaçons au bord de l'intrusion.

$T_{finale}/T_{initiale}$ = 200/800 = 0,25 . Dans ce cas Kt/a^2 = 0,75

où $t = 0,75a^2/k$

Pour une valeur de diffusivité thermique de $10^2 cm^2 sec^{-1}$ et un diamètre de 2 km soit 10^5cm = a (demi-diamètre),

on obtient pour t la valeur de $0,75.10^{12}$ secondes soit $2,4.10^4$ans.

Pour un pluton de 10 km de diamètre, soit 5.10^5 cm de rayon, (cas dans les Beni Toufout -Algérie-), on obtiendrait pour t la valeur de $5,9.10^5$ans.

EN CONCLUSION

Dans les tableaux de résultats obtenus sur le plutonisme, nous avons donc calculé les âges de blocage du réseau.

Une interprétation chronologique stricte des âges de mise en place devrait donc tenir compte de ce phénomène de latence, apprécié en fonction des critères de terrain propres à chaque intrusion.

CHAPITRE II

DONNEES ANALYTIQUES SUR LES AGES RADIOMETRIQUES

28 TABLEAUX DE RESULTATS

CHAPITRE II

DONNEES ANALYTIQUES SUR LES AGES RADIOMETRIQUES

Ce chapitre regroupe 28 tableaux de résultats. L'examen en a été fait en distinguant pour chaque région étudiée si tel était le cas, le volcanisme calcoalcalin, le volcanisme alcalin et le plutonisme. Ces tableaux suivent une ordonnance géographique des pointements étudiés en parcourant le pourtour méditerranéen occidental depuis le Maroc jusqu'à Alboran, en tournant dans le sens trigonométrique.

Dans chaque tableau , les âges les plus anciens occupent le bas du tableau, qui de ce fait se présente comme une colonne téphrostratigraphique. De gauche à droite les huits colonnes verticales signalent :

1- Le numéro d'échantillon et sa position.

2- La diagnose pétrographique effectuée sur les phénocristaux.Lorsque la présence d'un minéral dans la pâte est significative,le fait est indiqué.

L'importance de chaque phase minérale de nature différente au sein des phénocristaux est indiquée dans l'ordre d'écriture de celles-ci.

ex : Andésite où les clinopyroxènes prédominent sur les orthopyroxènes = andésite à Cpx,Opx.

Andésite où les orthopyroxènes prédominent sur les clinopyroxènes = andésite à Opx,Cpx.

Des abréviations sont utilisées pour définir ces phases minérales.

Cpx clinopyroxène

Opx orthopyroxène

Ol olivine

Plagio plagioclase

F.K feldspath potassique.

3- Le numéro est celui d'ordre de l'expérience. La lettre D,G,I ou X est une référence au système de traçage isotopique (^{38}Ar) utilisé.

4- Valeur moyenne en K_2O dosée sur l'échantillon (écart ± 2% en valeur relative - voir chapitre I).

5- Poids d'échantillon fondu

6- Rapport de l'argon 40 radiogénique à la somme argon 40 radiogénique, argon 40 de contamination.

7- Age déterminé à chaque expérience

8- Age et domaine d'imprécision, déterminé à partir des résultats du chapitre 1.Tableau 11.

TABLEAU 12

MAROC

Datations

Volcanisme calco-alcalin

Le Volcan du Ras Tarf

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\ ^{40}Ar^{\bullet}/{}^{40}Ar_T$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
CD 14 G	Andésite à Cpx, et Opx	1101 G	0,70	2,0141	48,0	12,0	12,4 ± 0,5
		1107 G	0,70	1,7191	52,8	12,8	
CD 9 C	Andésite à Cpx et Opx.	1061 G	1,04	1,5008	18,1	11,5	12,2 ± 1,0
		1213 G	1,04	1,5308	16,3	13,0	
CD 17 C	Andésite à Cpx, Opx et amphibole	1121 G	1,32	1,5264	52,0	13,1	13,1 ± 0,4
CD 15 C	Andésite à Cpx et Opx.	1123 G	1,20	1,5393	26,4	14,7	15,7 ± 1,2
		1141 G	1,20	1,7185	21,1	16,8	

L'échantillonnage a été réalisé par J.P. HOUZAY au cours du travail entrepris dans le bassin de Boudinar, travail qui a donné lieu à la publication d'une thèse de troisième cycle :

Géologie du bassin de Boudinar, Rif Oriental, Maroc, 1975.

TABLEAU 13

MAROC

Datations

Volcanisme Calco-alcalin

Le Volcan du Gourougou et ses massifs satellites

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
71.220 Bou Zareg	Latite à amphibole	1886 α	5,03	1,0009	21,3	4,9	4,95 ± 0,25
		1866 α	5,03	0,9993	19,5	5,0	
72.14 El Koula	Andésite à Cpx, plagioclase, olivine altérée	1580 I	3,24	1,0117	29,8	5,3	5,3 ± 0,2
72.130 Tazouda	Plagioclase, Cpx, Opx, Biotite	1524 I	3,55	1,0313	47,0	6,2	6,2 ± 0,1
72.2 Punta Negri	Andésite, F K, Biotite	1894 α	4,56	1,0120	3,2	6,9	6,9 ± 1,0
71.265 Tidienit	Rhyodacite, Plagioclase, Biotite	1525 I	5,28	1,0097	53,6	7,1	7,1 ± 0,1
71.56 Atalayoun	Andésite Plagioclase, Cpx, Opx, opaques	1579 I	2,88	1,0026	20,2	7,4	7,4 ± 0,2
71.125 Gourougou	Andésite, Plagioclase, Cpx, Opx, Biotite	1317 G	3,27	1,5176	23,5	7,9	7,9 ± 0,2
73.97 Amjar	Andésite, Plagioclase, Cpx, Opx, Biot. Amph. verte	1501 I	3,21	1,0052	34,3	8,1	8,1 ± 0,2
71.28 Trois Fourches	Rhyodacite, Plagioclase seul, 90 % verre.	1502 I	3,02	1,0207	5,8	9,6	9,6 ± 0,4

Les échantillons ont été prélevés par J. HERNANDEZ.

TABLEAU 14

MAROC

Volcanisme calco-alcalin

Volcan du Guilliz

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
74.190 Timezerguine	Andésite Plag. Cpx Amphibole brune	1774 α	2,92	1,0062	13,3	4,9	4,95 ± 0,25
		1782 α	2,92	1,2045	14,2	5,0	
74.128 Guilliz : es Shrir	Trachyte F.K et Cpx rare	1799 α	5,32	1,0240	59,1	7,25	7,25 ± 0,4
74.137 Base du Guilliz	Latite Plagioclase Biotite Cpx.	1798 α	4,33	1,0139	58,7	7,25	7,25 ± 0,4
74.164 Intrusion du Guilliz el Kébir. Sommet 859 m.	Andésite Plag. Cpx. Olivine	1869 α	2,64	1,0032	17,7	7,00	7,00 ± 0,5

Les échantillons ont été prélevés sur le terrain par J. HERNANDEZ. Cet échantillonnage a été réalisé dans le cadre de sa thèse de doctorat ès-Sciences.

Je le remercie de bien avoir voulu me communiquer l'inventaire minéralogique des phénocristaux de ces laves.

TABLEAU 15

MAROC

Datation

La microdiorite de Ouichane

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
U 15 Ouichane	Microdiorite à amphibole	1887 α	4,71	1,0567	42,7	6,0	6,2 ± 0,3
		1906 α	4,71	1,0660	11,3	6,4	

L'échantillon a été prélevé par J. HERNANDEZ.

TABLEAU 16

M A R O C

Datation

Volcan d'Oujda

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
CD 1 H Zekkara (S.W Oudja)	Basalte shoshonitique à hypersthène	1500 I	3,20	1,3094	39,3	4,8	4,8 ± 0,25

Cet échantillon a été prélevé par C. DELARUE.

TABLEAU 17

ORAN - NEMOURS

Datations

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_{total}}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative.
AT 13 Aïn Temouchent	Basalte à oliv.	1583 I	0,57	1,0018	5,9	1,00	1,0 ± 0,3
3317 RT Zeirh-atret Cap Milonia	Basalte alcalin à augite et olivine	1629 α	1,20	1,2058	19,2	7,90	7,9 ± 0,4
		1650 α	1,20	1,5008	18,6	7,95	
3535 RT Volcan au Sud M' Sirda Fouaga	Andésite à amphibole et cpx	1608 I	4,55	1,0309	79,3	8,60	8,6 ± 0,2
2148 RT Tifaraouine Sahel d'Oran	Andésite à amphibole	1607 I	2,68	1,0143	52,0	9,35	9,3 ± 0,3
		1651 α	2,68	1,5033	48,0	9,25	
3196 RT Brèche au N. de la piste de Biedu M' Sirda Fouaga	Andésite à amphibole et opx	1610 I	4,50	1,0063	69,4	9,50	9,5 ± 0,3
3558 RT Cap Figalo	Andésite à amphibole et opx	1609 I	3,43	1,0307	53,5	9,30	9,30 ± 0,3
2539 RT Aïn Romana (Moyenne Tafna)	basalte alcalin	1642 α	1,00	1,0042	37,3	9,00	8,9 ± 0,3
		1649 α	1,00	1,4999	43,5	8,80	
2162 RT Hammam Bou Ghara (Moyenne Tafna)	Rhyolite	1643 α	3,30	1,0291	24,6	11,90	11,9 ± 0,7

Les échantillons ont été prélevés, à l'exception d'AT 13, (prélevé par J.P. HOUZAY), par G. GUARDIA.

TABLEAU 18

ALGEROIS

Volcanisme calco-alcalin

Datations

Echantillon et région	Diagnose Pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
6124 Cherchell	"Basalte" à olivine Cpx, plagio.feldK et lamelles de biotite en fond	1888 α -	3,09	1,0251	37	4,8	4,8 ± 0,3
8060 RT SaeK Souhalia - Ténès	Dacite à plagio Quartz xénomorphe Resilicification secondaire	1114 G	2,63	1,7012	43,5	9,5	8,85 ± 1,00
		1193 G	2,63	1,5223	50,9	8,2	
7086 (biotite) Sidi Simiane	Dacite à quartz à ex amph. chloritisée et plagio.et biotites (triées)	930 D	8,10	0,1039	49,5	8,9	9,05 ± 0,30
		931 D	8,10	0,1114	45,4	9,2	9,05 ± 0,30
7073 A RT Marceau	Andésite à Opx, Cpx, plagioclase	1194 G	1,73	1,5257	7,6	12,4	12,40 ± 1,20
6135 RT Marceau	Andésite à Opx, Cpx, plagioclase	1508 I	1,57	1,0018	36,1	13,1	13,10 ± 0,40
8047 RT Tadergroumt	Rhyolite biot, quartz, Plag.	1519 I	3,68	0,9999	32,8	15,15	15,15 ± 0,40
8007 RT El Gourine	Rhyodacite biot. + quartz	1104 G	7,40	1,0263	84,2	15,8	15,65 ± 0,40
		1105 G	7,40	0,7427	81,7	15,5	

Cet échantillonnage a été fait par C. LEPVRIER

RT (datation sur roche totale)

TABLEAU 19

ALGERIE

Datation

Grande Kabylie

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative.
75.72 Aït Zelad	Tuf rhyolitique (fragments)	1903 α	4,40	1,0092	53,3	19,1 ± 1

Cet échantillon a été prélevé par J.P. GELARD et extrait par R. RIVIERE.

TABLEAU 20

ALGERIE

Datation

Le Basalte de Dellys

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
72.67	Basalte "tholeïtique"	1389 I	0,44	1,5164	20,5	15,3
		1397 I	0,44	1,4899	15,4	15,6 15,15 ± 0,6
		1428 I	0,44	1,5004	24,4	14,6

Cet échantillon a été prélevé par D. RAYMOND.

TABLEAU 21

ALGERIE

Datations

Le volcanisme du Kef Hahouner

Constantinois

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Exper.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age Age moyen et ses limites de variation significative.
RA 4006	Andésite	1517 I	2,76	1,0599	37,8	9,3 ± 0,5
RA 5045	Trachyte K à olivine	1518 I	4,60	1,0370	45,6	10,9 ± 0,5

Les échantillons ont été prélevés par J.F. RAOULT.

TABLEAU 22

ALGEROIS

Datations

Granitoïdes et Plutonisme

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
6054 RT Oued Harbil	Granite à biotite	1405 I	6,93	0,1014	19,8	9,5	9,25 ± 0,30
		1406 I	6,93	1,0021	19,7	9,0	
1622 (biot.) Dj. Arroud-jaoud	Monzonite quartzifère à biotite et pyroxène	933 D	7,50	0,1027	60,4	11,2	10,90 ± 0,50
		932 D	7,50	0,1308	68,1	10,6	
1522 (biot.) Dj. Arroud-jaoud	Micromonzonite quartifère	1191 G	4,40	0,3022	54,5	12,0	12,00 ± 0,80
7041 RT Miliana	Microgranite	1584 I	1,27	1,0076	56,9	14,6	14,60 ± 0,50

Ces échantillons ont été prélevés par C. LEPVRIER

TABLEAU 23

ALGERIE

Datations

Plutonisme

de Bejaïa à Annaba

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $^{40}Ar^{\bullet}$ / $^{40}Ar_T$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
1. Bejaïa.							
1134 Djebel Amjout	Microgranite monzonitique	1404 I	4,38	1,0029	24,1	16,2	16,5 ± 0,8
		1403 I	4,38	0,8012	28,0	16,8	
2. El Aouana							
C 9.1 El Aouana	Microdiorite à amphibole	1667 α	2,19	1,0375	45,0	15,0	14,5 ± 0,7
		1849 α	2,19	1,0315	47,0	14,0	
C 9.21 Stara	Microdiorite à amphibole	1509 I	1,35	1,0620	31,0	15,1	15,2 ± 0,8
		1864 α	1,35	1,0030	10,0	15,4	
3. Beni Toufout							
2443 AK El Milia	Microgranite à biotite	1775 α	4,14	1,0115	57,8	16,2	16,2 ± 0,8
749 AK Dj. Rhar Dieb Debb	Granite à biotite	1700 α	4,14	1,0038	39,2	22,4	22,0 ± 1,0
		1701 α	4,14	1,0177	39,3	21,7	
4. Cap de fer							
73.5 Cheitabi	Microdiorite à biotite	1776 α	4,30	1,0057	57,3	15,7	15,7 ± 0,8

Prélèvements :

Djebel Amjout	C.LEPVRIER
El Aouana	C. ROBIN
Stara	C. ROBIN
Beni Toufout	J.P. BOUILLIN
Cap de Fer	D. VELDE

TABLEAU 24

GALITE

Datations

Les granitoïdes néogènes

Echantillon et région	Dianose Pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\ ^{40}Ar^{\bullet}/^{40}Ar_T$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
72.286 Filon Sud Pic de la Garde	Microgranite à biotite et chlorite	1781 α	3,60	1,2370	19,5	9,5	10,0 ± 1,0
		1865 α	3,60	1,0096	33,9	10,5	
73.75 Pte des Chiens	Microgranodiorite à biotite et chlorite	1836 α	3,70	1,0285	36,3	13,7	13,7 ± 0,7
72.163 Pic de la Garde	Microgranite à biotite	1777 α	3,28	1,0013	62,3	14,3	14,1 ± 0,6
		1785 α	3,28	1,2010	60,4	13,9	
73.189 Pte Mistral	Granite à biotite	1797 α	2,91	1,0385	28	14,2	14,2 ± 0,5
		1837 α	2,91	0,9989	26	14,2	

Les échantillons de la Galite ont été prélevés par D. VELDE.

TABLEAU 25

TUNISIE

Résultats des datations K - Ar

Magmatisme des Nefza

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $^{40}Ar^{\bullet}$ / $^{40}Ar_{total}$	Age (M.A.)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative.
MA 18 Djebel Haddada	Dacitoïde	1566 I	6,47	1,0124	75,6	8,2	8,2 ± 0,2
MA 135 Mokta el Hadid Sidi Hassène	Basalte	1568 I	0,86	1,0013	44,8	8,4	8,4 ± 0,2
Ma 43 Aïn ed Deflia	Dellénite Rhyodacite à cordiérite	1567 I	4,50	1,0030	82,6	12,3	12,3 ± 0,2
MA 3 Ragoubet	Granodiorite	1565 I	1,87	1,0290	16,1	12,9	12,9 ± 0,5

Les prélèvements ont été effectués par F. MAUDHUIT.

TABLEAU 26

MAROC

Datations

Volcanisme alcalin

1. Le massif du Gourougou — Nord
2. Les coulées du Tazzeka — ▼
3. Le Causse moyen - atlasique
4. Le massif du Sirrhoa — Sud

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
1. Le massif du Gourougou							
73.5 Tazzeka Haïdoun	Basalte alcalin Olivine,cpx,plag.	1503 I	1,31	1,0036	9,0	2,4	2,5 ± 0,3
		1526 I	1,31	1,0244	15,1	2,7	2,5 ± 0,3
73.39 Tiraka	Basalte alcalin	1570 I	1,38	1,0028	10,8	4,6	4,6 ± 0,3
2. Les coulées du Tazzeka.							
CD 1 F	Basalte alcalin	1499 I	1,34	1,3238	8,6	2,0	2,0 ± 0,1
3. Le Causse moyen-atlasique							
CD 2 B Dj. Koudiat	Basalte alcalin à olivine	1196 G	1,21	1,3026	5,8	1,6	1,5 ± 0,3
		1197 G	1,21	1,7043	6,4	1,5	
CD 7 B	Basalte alcalin	1202 G	1,31	1,3080	20,3	1,8	1,8 ± 0,1
CD 6 B	Basalte alcalin	1200 G	1,32	1,3086	5,9	1,1	1,1 ± 0,1
4. Le massif du Sirrhoa							
CD 40 A Sirrhoa	Phonolite intrusive dans une formation volcanosédimentaire.	1198 G	5,41	1,3028	74,1	5,4	5,3 ± 0,2
		1199 G	5,41	1,7029	73,1	5,3	

Les échantillons 73.5 et 73.39 ont été prélevés par J. HERNANDEZ.
Les autres échantillons ont été prélevés par C. DELARUE (missions ATP Géodynamique de la Méditerranée occidentale).

TABLEAU 27

SARDAIGNE

Datations

Volcanisme calco-alcalin

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Exp.	% K_2O	Poids (g)	% $^{40}Ar^{\bullet}/^{40}Ar_T$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative.
1. Sardaigne Septentrionale							
Anglona							
2240 Feuille de Sorso	Andésite Cpx + Olivine	1472 I	2,82	1,0027	79,6	17,2	17,2 ± 0,8
2245 Feuille de Nulvi	Andésite vitr se, Cpx,Opx, Ol	1426 I	2,06	1,4867	56,1	17,4	17,4 ± 0,8
2235 Feuille de Chiaramenti	Andésite vitr se,Cpx, Opx	1425 I	1,77	1,5261	28,3	18,8	18,8 ± 1
1842 Feuille de Sorso	Andésite vitr se,Cpx, Opx	1520 I	2,79	1,0247	61,1	18,9	18,9 ± 1
2. Sardaigne Nord-Occidentale							
Cap Marargiu							
*1453	Andésite Opx, Cpx	557 D 558 D	1,40 1,40	1,4998 1,4992	69,5 67,8	21,2 22,1	21,7 ± 1
*1862	Andésite Opx, Cpx	791 D 808 D	1,43 1,43	1,5030 1,5064	53,3 75,2	22 20,6	21,3 ± 1
*1864	Basalte porphyr alumineux	766 D	0,78	1,5002	50,2	23,8	23,8 ± 1,2
Pointe Tripides							
*1450	Ignimbrite rhyodacitique	701 D 702 D	3,95 3,95	1,5178 1,5165	81,4 81,5	17,3 17,7	17,5 ± 0,9
*1444	Andésite Cpx, Opx	565 D 566 D	0,90 0,90	1,5001 1,4998	97,8 68,2	22,1 22,2	22,2 ± 0,8

TABLEAU 27

SARDAIGNE

Datations

Volcanisme calco-alcalin

(suite)

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Exp.	% K_2O	Poids (g)	$\frac{\%\ ^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
Mont Ruzzunis							
* 1473	Ignimbrite, rhyodac, Biot,Cpx, Opx	693 D	4,00	1,5116	65,3	16,3	16,3 ± 1,0
Mont Frusciu							
* 795	Dacite	609 D	3,70	1,5009	60,6	17,6	17,5 ± 0,8
	Biot, Amphibole	610 D	3,70	1,5869	63,0	17,4	
Mont Rugiu							
* 920	Dacite	774 D	3,26	1,5007	24,7	14,4	13,7 ± 0,8
	Cpx, Opx	775 D	3,26	1,4999	25,1	13,1	
M^t Tiloromo							
* 940	Dacite	782 D	2,54	1,5176	39,5	17	17 ± 0,5
	Cpx, Opx	783 D	2,54	1,5978	51,7	17	
M^t Mundigu							
* 30	Dacite,	866 D	2,88	1,4951	84,4	14,2	14,3 ± 0,5
	Amph,biot,Cpx	867 D	2,88	1,4737	84,1	14,4	
M^t Larenta							
* 11	Andésite basique	555 D	1,78	1,4992	32,1	13,5	13,3 ± 0,5
	Amph,Cpx,Opx rare	603 D	1,78	1,5442	34,7	13,2	
M^t Pedru							
*1129	Andésite	792 D	1,91	1,5002	29,1	17,1	17,4 ± 1,0
	Cpx, Opx	993 D	1,91	1,4997	29,8	17,7	
3. Sardaigne méridionale							
Région d'Oristano							
2036	Andés. basique	1522 I	0,28	1,0567	9,0	17,6	17,6 ± 1,4
	Cpx, Olivine						
M^t Arcuentu							
2057	Andés.vitreuse	1571 I	1,48	1,0085	20	18,1	18,1 ± 0,9
	Opx, Cpx, Ol.						

TABLEAU 27

SARDAIGNE

Datations

Volcanisme calco-alcalin

(suite)

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Exp.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
M^t Arcuentu							
2050	Andésite basi. Cpx, Olivine	1376 I	1,09	1,5067	42,8	19,8	19,8 ± 1
2061	Andésite riche en Cpx, + Opx	1375 I	1,22	1,5077	58,5	22,3	22,3 ± 1,1
M^t Narcao							
160	Andés. vitreuse Cpx, Opx.	1470 I	1,42	1,0013	18,3	28,5	28,5 ± 1,4
Ile de San Antiocho							
1927	Andés. vitreuse	1521 I	1,22	1,0024	48,6	17,6	17,6 ± 0,9

Remarques :

1. Les échantillons précédés d'un astérique ont déjà fait l'objet d'une publication (C. COULON, A. DEMANT, H. BELLON 1974)
Toutefois, ici, les limites de variation de l'âge ont été augmentées, pour tenir compte de la variation de la teneur en K_2O dosé sur le même échantillon par divers laboratoires. (voir chapitre 1 le tableau dressé à titre de comparaison).

2. Les échantillons ont été prélevés par C. COULON, A. DEMANT.

TABLEAU 28

SARDAIGNE

Volcanisme alcalin

Datations

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
2082 Sardaigne Méridionale	Trachyte à Sanidine, Cpx et opx.	1374 I	7,42	1,5268	74,1	2,6	2,6 ± 0,3
* 371 Mont San Pietro Pietro	Basanite à olivine, cpx et Plag.	756 D	0,70	1,5669	22,9	2,16	
		757 D	0,70	1,5659	26,8	2,36	2,3 ± 0,2
		787 D	0,70	1,5349	21,9	2,29	
* 100 Montiferru	Phonolite** à Sanidine, cpx, feldspathoïdes	M 0301	7,42	5,1512	22,0	2,80	2,8 ± 0,1
		M 0202	7,42	5,6129	42,8	2,77	
* 1524 Campeda	Basalte à olivine, Plagioclases, cpx.	749 D	1,00	0,5184	7,9	2,60	2,5 ± 0,2
		788 D	1,00	1,5491	12,2	2,48	

Les trois datations précédées d'un astérisque sont extraites d'une publication préliminaire des résultats obtenus sur le volcanisme de Sardaigne Nord - occidentale par C. COULON, A. DEMANT, H. BELLON, 1974.

La datation de la phonolite (2 astérisques) a été faite par C. CASSIGNOL, Y. CORNETTE, B. DAVID, CEA de Saclay.

TABLEAU 29

CORSE

Datation

Le tuf volcanique de Balistra
(entre Bonifacio et Porto-Vecchio)

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA) ou Age moyen et ses limites de variation significative.
Tuf de Balistra	Biotite extraite d'un tuf rhyolitique.	1619 α	6,99	0,0751	11,0	17,8 ± 1,5

L'échantillon a été prélevé par F. ORSZAG.

TABLEAU 30

Volcanisme ligure

Datation

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age moyen et ses limites de variation significative
Biot	andésite à hypersthène	243 D 253 D	0,60 0,60	2,4979 2,5040	53,1 52,5	25,5 26,9 26,2 ± 1,6

TABLEAU 31

Activité volcanique de France liée au Rift.

Datations

Du Nord au Sud.

1. Charollais.
2. Forez
3. Région de Montpellier.

1. Les résultas du volcanisme du Charolais sont donnés pour mémoire, repris dans la publication commune H. BELLON, P.Y. GILLOT, P. NATIVEL (1974). Il s'agit de laves que l'on peut classer parmi les basaltes alcalins mélanocrates sous saturés.
Les sept pointements de taille réduite, le plus grand d'entre eux (Drevin) se présentant en deux necks de 150 et 180 m de diamètre, sont situés à l'ouest sur la bordure du fossé de Montbrison (Baugy, La Beluse, Melay, La Rivolière), ou à l'est sur la bordure du fossé des Dombes (Saint Micaud et Drevin).

	Age (M.A.)
Saint Micaud	36,7 ± 1
La Beluse (Château de Launay)	44,5 ± 2
La Rivolière	50, ± 1
Drevin	49,6 ± 1
Melay	53 ± 1
Baugy	64,5 ± 4

2. Forez

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. expé.	% K_2O	Poids (g)	$\frac{\%\ ^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age et ses limites de variation significative.
Cordailleux 66.57	Basanite à leucite	1454 I	2,17	1,0038	60,3	12,6 ± 0,6
Montrond 66.115	Limburgite	1190 G	1,37	1,6052	54,4	13,3
		1189 G	1,37	1,3280	53,4	14,5 — 13,9 ± 0,8
Uzore 66.212	Basanite à analcime	1592 I	2,21	1,0052	73,6	17,8 ± 1
Cezay-Lavialle 66.225	Basanite à leucite	1591 I	2,58	1,0165	63,3	20,7 ± 1
Marcoux 66.94	Néphélinite	1455 I	1,64	1,0287	66,7	48,
		1593 I	1,64	1,0218	53,7	51,6 — 49,8 ± 2,5

TABLEAU 31

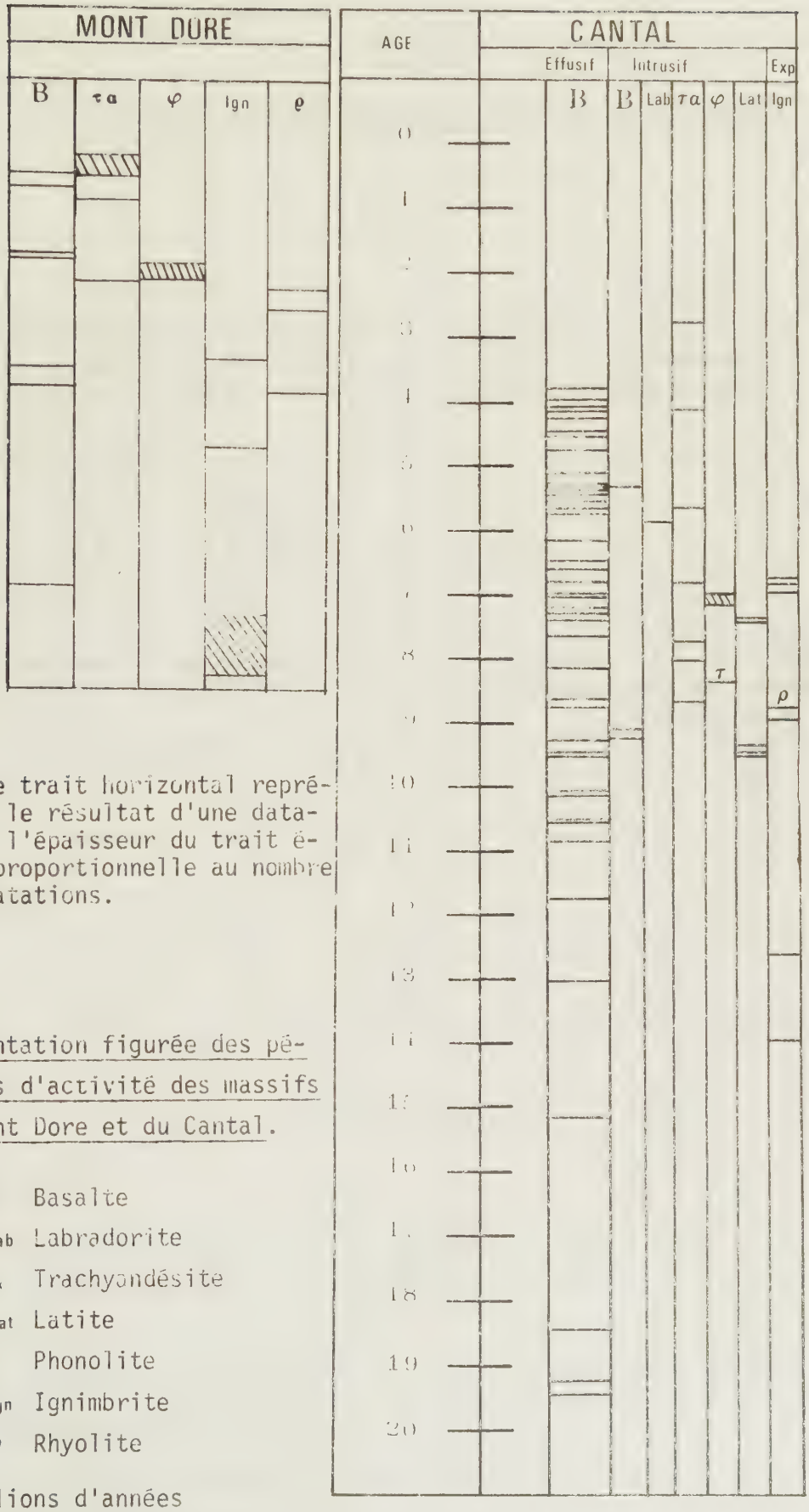
Activité volcanique de France liée au Rift
(suite)

3. Région de Montpellier

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age et ses limites de variation significative	
Volcan du Pouget	Basalte alcalin	1668 G	1,22	1,1667	70,6	25,9	24,7 ± 2,0
		1684 G	1,22	1,5190	70,8	23,5	
Dyke (Nord de Montpellier)	Basalte alcalin	1532 I	1,37	1,0367	61,0	32,8	31,6 ± 2,0
		1510 I	1,37	1,0070	62,9	30,9	

L'emplacement du dyke nous a été signalé par M. MATTAUER.

TABLEAU 32



Chaque trait horizontal représente le résultat d'une datation, l'épaisseur du trait étant proportionnelle au nombre des datations.

Présentation figurée des périodes d'activité des massifs du Mont Dore et du Cantal.

B Basalte
Lab Labradorite
τα Trachyandésite
Lat Latite
φ Phonolite
Ign Ignimbrite
ρ Rhyolite

Age en millions d'années

Tableau 33

ESPAGNE

Formations de la Vinuela associés aux "silexites".

Echantillon	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age et ses limites de variation significative
MR 948		1697 α	2,98	1,0269	40	18,6	18,6 ± 1

Cet échantillon a été prélevé et traité au laboratoire par Marc RIVIERE. Les fragments de pyroclastites ont été isolés de la matrice argileuse par attaque acide ménagée.

TABLEAU 34

ESPAGNE

Volcanisme calco-alcalin

Massif du Cap de Gate

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
LO 1 (Los Lobos)	Andésite à opx. seul	1840 α	1,21	1,0156	36,7	7,9	7,9 ± 0,4
Ne 107 (Las Negras)	Andésite à amph., opx, cpx.	1891 α	1,44	1,0022	20	8,7	8, ± 0,5
Ne 70 (Las Negras)	Andésite à amph., opx, cpx.	1843 α	2,95	1,0030	56	8,8	8,8 ± 0,4
Cap 9 (Phare du Cap de Gate	Rhyolite perlitique à amph. et biotite 90% de verre	1870 α	4,03	1,0382	20,8	10,5	10,5 ± 0,6
74.59 (Las Negras)	Dacite à amph. chloritisées	1670 α 1690 I	1,52 1,52	1,0195 1,2123	12 32,1	10,1 10,9	10,5 ± 0,6
74.50	Andésite à biot. et amph. abs. de feldspath K.	1465 I 1687 α	5,64 5,64	1,0018 2,0017	21,5 36,4	10,7 10,5	10,6 ± 0,6
SJ.30	Andésite"basaltique" à opx, cpx.	1842 α	0,62	1,0239	35,1	11,6	11,6 ± 0,6
FR 20 (El Pozo)	Andésite"basaltique" à opx,cpx.	1839 α 1789 α	0,62 0,62	1,0137 1,0055	24,6 22,3	12,2 13,4	12,5 ± 1,5
74.51	Dacite à amph.très alt. abs. de feldspath K	1536 I 1491 I	9,97 9,87	1,0159 1,0470	31,7 22,3	14,1 13,2	13,5 ± 2,0
75.137 (Campo de Nijar)	Blocs de granophyre à biotite	1624 I 1691 α	2,26 2,26	1,0047 1,2032	23,7 35,3	18,9 16,7	17,8 ± 1,5

Les échantillons ont été prélevés par D. MOLIN (Thèse de 3me cycle, à paraître) (LO 1, Ne 107, Ne 79, Cap 9, SJ 30, FR 20) et par C. MONTENAT (74.59, 74.50, 74.51, 75.137).

La diagnose pétrographique a été établie de la façon suivante :

1. nom de la roche : en fonction de l'analyse chimique. (coupure faite selon la teneur en SiO_2 sans tenir compte de la teneur en K_2O). L'indice de coloration conduirait dans certains cas à appeler dacites certaines andésites.
2. Minéralogie : définition des phénocristaux à partir de la lame mince.

TABLEAU 35

ESPAGNE

Volcanisme calcoalcalin

Région de Carboneras

Echantillon	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
74.68	Dacite à grande amphibole et cpx.	1625 I	2,50	1,0039	23,4	8,8	8,8 ± 0,5
74.241 S. Garrucha	Andésite	1675 α	0,74	1,0406	16,9	10,2	10,2 ± 0,6
		1689 I	0,74	1,2382	10,8	10,2	
74.225 Rambla del Cajor	Andésite à cpx et amphibole	1627 I	1,86	1,0033	48,6	12,3	12,2 ± 0,6
		1693 α	1,86	1,2131	39,1	12,1	
73.336 Rambla de Granadilla	Andésite à cpx et amphibole (grande)	1626 I	1,37	1,0132	3,4	16,0	15,5 ± 2,0
		1688 I	1,37	2,0048	5,5	15,1	
74.187	Andésite à amph .						

TABLEAU 36

ESPAGNE

Volcanisme calco-alcalin

Région de Mazarron

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
73.712 Almenara	Présence de biotite et feldsp. en fragments dans une matrice de dolomie	1492 I	1,56	1,0191	5,6	11	11 ± 2,0
73.530 Los Ruices	Dacite à opx-biotite et grenats	1621 I	2,33	1,0028	29,7	12,8	12,8 ± 1,0

TABLEAU 37

Volcanisme calcoalcalin

Région de Cartagène

Echantillon	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
73.541 Cabezzo Fraila	Andésite à biotite et opx	1513 I	5,53	1,0104	24,0	7	7 ± 0,4
		1535 I	5,53	1,0088	23,0	7	
73.524 Manga	Andésite à opx.	1598 I	2,13	1,0033	61,0	11,2	11,2 ± 0,6

TABLEAU 38

ESPAGNE

Les Lamproïtes et le volcanisme associé.

Echantillon	Diagnose pétrographique	Réf. expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
73.330 Vérite (Vera)	Vérite (lamproïte) Biotite et cpx. 80% de verre	1620 I	5,77	1,0010	6,5	10,7	10,8 ± 1
		1705 α	5,77	1,0124	12	11,0	
73.331	Dacitoïde à biotite-Un peu de quartz automorphe	1707 α	3,47	1,0025	30,5	8,2	8 ± 0,5
		1467 I	3,47	1,0094	12,2	7,8	
73.750	Fortunite (lamproïte)	1674 α	7,40	1,0090	28,1	6,0	6 ± 0,4

TABLEAU 39

ESPAGNE

Volcanisme alcalin

Datations

Echantillon et région	Diagnose pétrographique	Réf. Expér.	% K_2O	Poids (g)	% $\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age ou Age moyen et ses limites de variation significative
Région de Cartagène							
73.539 Tallante	Basalte à olivine	1686 α	0,98	2,0062	3,9	2,60	2,60 ± 0,6
74.60 La Viuda	Basalte à olivine	1582 I	1,36	1,0092	22,8	2,65	2,65 ± 0,20
73.525 Venta del Lirio	Basalte à nodules de péridotite. Phénocristaux olivine et plagioclase	1685 α	1,64	2,0391	11,3	2,80	2,80 ± 0,40
Région de Ciudad Real							
Pointement de Diogenes	limburgite	442 D	0,61	1,4773	4,6	3,1	3,1 ± 0,4
		443 D	0,61	1,6601	5,7	3,1	3,1 ± 0,4
Pointement de Cabezza Rubias	Basanite	439 D	1,54	1,9986	9,4	4,0	4,3 ± 0,4
		441 D	1,54	1,4663	15,4	4,6	

Les échantillons de Cartagène ont été prélevés par C. MONTENAT.
Les échantillons de la Province de Ciudad Real ont été prélevés par J. GOUHIER.

TABLEAU 40

ILE D'ALBORAN

Datations

Echantillon	Diagnose pétrographique	Réf. expér.	% K_2O	Poids (g)	$\%\frac{^{40}Ar^{\bullet}}{^{40}Ar_T}$	Age (MA)	Age moyen et ses limites de variation significative
ALB 1	N.E de l'île. Ech. prélevé par Lacroix Coll. de Pét. Paris VI. Andésite basaltique à cpx.	1731 α	0,36	1,0280	4,3	22,0	23 ± 4
		1727 α	0,36	1,0391	8,8	23,0	23 ± 4
		1726 α	0,36	1,0146	3,6	24,3	23 ± 4
ALB 12	Ech. prélevé par P. Guardia(1966). Fragment dans une brèche. Andésite basaltique à cpx.	1612 I	0,40	1,0096	7,7	24	24 ± 5
		1647 α	0,40	1,4740	4,8	25	24 ± 5
		1648 α	0,40	0,9271	5,1	22	24 ± 5

Remarques :

1. Nous n'avons pu obtenir que deux échantillons en provenance de cette île. De ce fait, cet échantillonnage très insuffisant ne peut que donner une idée approximative de la période d'activité volcanique de cette île, si l'on en juge par les travaux récents de A. HERNANDEZ-PACHECO et E. IBARROLA-1970, qui supposent que l'île d'Alboran est le résultat d'une très grande caldeira d'explosion d'âge miocène probable. Le matériel volcanique qui demeure consiste en des tuffs stratifiés recèlant des blocs et des fragments d'andésites basaltiques et d'andésites.

2. Les taux d'argon 40 radiogènique sont très faibles, comme le montre la 5ème colonne du tableau des résultats.
Des phénomènes de silicification secondaire démontrent l'importance d'une très probable phase hydrothermale (dégazage final de la caldeira?) qui aurait pu, à mon avis, provoquer l'altération des volcanites en place.
Dans ces conditions, il me semble honnête d'entacher nos résultats d'âge, d'une fourchette de variation supérieure à celle résultant de la simple moyenne et de l'écart à la moyenne des résultats analytiques : 4 et 5 MA au lieu de 1 et 1,5 MA.

CHAPITRE III

DATATIONS DU MAGMATISME ET POSITION GEOLOGIQUE

CHAPITRE III

Datations du magmatisme et position géologique

Nous avons présenté l'ensemble des résultats analytiques des datations dans le chapitre II. Dans l'exposé de ces tableaux de résultats nous avons distingué, lorsqu'il en était besoin, l'activité calcoalcaline de l'activité alcaline d'un massif volcanique donné. Le chapitre III constitue la discussion géologique des résultats ; celle-ci s'effectuera en deux temps.

1. Chaque échantillon a été choisi pour une datation parce qu'il marque par sa présence une étape dans l'évolution magmatique du massif, ou qu'il signale un épisode magmatique épars dans l'évolution géologique d'une région. Nous rappellerons, pour cela, brièvement l'histoire de son environnement géologique et discuterons à ce propos le résultat de la datation.

2. A l'échelle de chaque marge de la Méditerranée occidentale, nous envisagerons alors le spectre d'âge du magmatisme ainsi défini en utilisant les tableaux synthétiques 41 à 44.

3. Enfin, nous regarderons l'apport des datations par rapport aux travaux antérieurs des auteurs, en utilisant les tableaux 45 à 47 . D'autre part, nous présentons un essai de corrélation, géochronologie K.Ar et microfaune planctonique méditerranéenne.

I. POSITION GEOLOGIQUE DES ECHANTILLONS. SIGNIFICATION DES RESULTATS.

A. LE MAROC

I. Présentation générale des provinces volcaniques.

1. Le volcanisme néogène de la "province du Rif" est en position externe par rapport à la chaîne. Quatre districts ont été individualisés : (figure 8) :

- Le Ras Tarf à l'ouest de l'accident du Nekor
- Les Trois Fourches
- Le massif du Gourougou dans la province des Guelayas, de diamètre de 15 kilomètres, circonscrit par des massifs satellites : au nord ouest les coulées de la Punta-Negri, à l'ouest les coulées de Bou Zareg, au sud-ouest le volcan de l'Amjar, à l'est les formations de l'Atalayoun.
- Le massif du Guilliz dans la province des Beni Bou Yahi.

2. La province du Maroc central : âge plioquaternaire, (figure 10). Dans le Causse Moyen-atlasique, table calcaire karstifiée du Lias, un épanchement de 300 km^2 de basalte à olivine s'aligne selon une direction N.NW - S.SE.

Au Sud-Ouest de Meknès,le volcanisme de la Meseta (région d'Oulmès) est très différencié. Il est ici cité pour mémoire, n'ayant fait l'objet d'aucune investigation de ma part.

3. Le volcanisme de l'Anti-Atlas : âge miocène supérieur à Pliocène. Le Siroua forme un chaînon entre les deux Atlas, Haut et Anti-Atlas. Au sein de cet immense stratovolcan, des pitons phonolitiques recoupent les coulées boueuses et les niveaux volcano-sédimentaires. Plus à l'est à 200km, le massif du Sarho est de taille plus réduite.

II. Le volcanisme néogène de la "province du Rif".

1. Le Ras Tarf et le Gourougou. Ses massifs satellites.

a. Situation tectonique :

Le volcan du Gourougou est situé en position septentrionale par rapport à l'antiforme d'axe nord-sud des monts de Trougoût et occidentale par rapport à l'accident de direction nord-est- sud-ouest du Nekor.

Cet accident isole un compartiment nord-ouest d'un compartiment sud-est. L'histoire récente, depuis le Miocène, de cet accident d'une longueur de cinquante kilomètres, peut assez schématiquement être résumée ainsi :

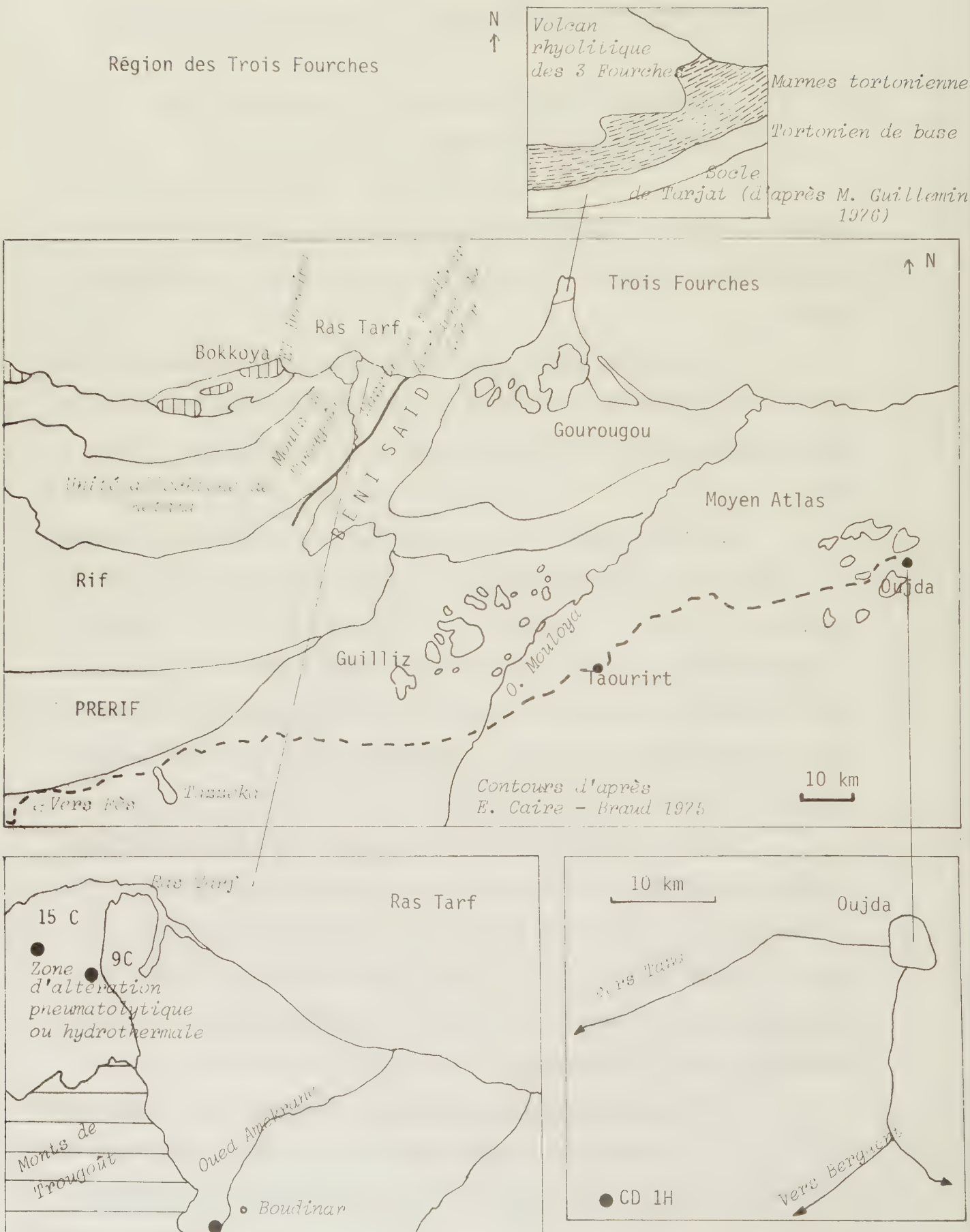
Au Miocène moyen tout d'abord, ont eu lieu le charriage des nappes rifaines ; l'accident semble avoir joué en décrochement senestre, la composante principale du mouvement de compression serait alors nord-sud. L'axe nord-sud de l'antiforme de Trougoût ne peut résulter de cette compression nord-sud et de ce fait aurait une origine plus récente,à la suite de ce décrochement, l'origine géologique de ces formations résidant dans le charriage des unités rifaines.

L'accident du Nekor joue plus tard en faille normale, très probablement au moment de l'individualisation de deux bassins post-nappes, au N.W,le bassin de Boudinar séparé, par l'antiforme des Beni Saïd, du bassin du Moyen Kert,situé au SE. (J.P. HOUZAY -1975). Ce dernier est prolongé vers le NE par le bassin de Melilla encadré par deux volcans,au nord celui des Trois Fourches et au Sud celui du Gourougou.

b. Les cycles sédimentaires du Miocène moyen et supérieur

Trois cycles sédimentaires ont été décrits au Mio-Pliocène par R. CHARLOT et al 1967. Au Tortonien,des faciès à marnes bleues

FIGURE 8
Volcanisme calcoalcalin au Maroc



sableuses et une molasse de base caractérisent la sédimentation.

Le cycle messinien est caractérisé par des faciès récifaux qui latéralement passent à des sables et des marnes. Les émissions volcaniques se signalent vers le haut de la série, les sédiments devenant très siliceux et riches en diatomées.

Le cycle pliocène est sableux et marneux. C'est sur la périphérie du massif du Gourougou, que sont observables des relations entre volcanisme et sédimentation. Des niveaux de tufs trachytiques à biotite émis au sud et au nord des volcans sont intercalés dans les sédiments (R. CHARLOT et al 1967).

c. Le volcan de Ras Tarf : (figure 8)

Les données de la chronologie relative montrent qu'il serait postérieur aux phases de déformation de l'unité de Ketama, mais antérieur aux niveaux sommitaux du Messinien. (E. BRAUD-CAIRE 1975).

L'actuel volcan a été édifié en deux épisodes majeurs :

1 - individualisation du bassin de Boudinar lors de et après la surrection des massifs voisins de Temsamane, des Beni Saïd et des monts de Trougoût. Les premiers sédiments du bassin sont des conglomérats métamorphiques provenant des massifs voisins. Leur succèdent des faciès marins, suivis par des niveaux marneux datés du Tortonien supérieur.

2 - le volcan est coupé en deux suivant une direction N.NW -S. SE lors d'un épisode postérieur au Messinien.

Quatre échantillons sélectionnés parmi ceux prélevés par J.P. HOUZAY (1975) sont pris pour trois d'entre eux dans le volcan, 15 C, 9 C, 14 C, le dernier étant en galet dans les sédiments du bassin(17 C), à la base du Messinien.

Les résultats K.Ar obtenus sur les échantillons prélevés au

coeur du volcan (tableau 12) sont très groupés pour deux d'entre eux 12,4 et 12,2 MA et représentent d'après leur position, l'épisode volcanique terminal. Des émissions brèchiques précèderaient cet épisode terminal, (galet à la base du Messinien dans le bassin de Boudinar) vers 13,1 MA.

L'âge de 15,2 MA, obtenu sur une coulée du volcan semble un peu ancien, en raison notamment de la postériorité du volcan par rapport aux déformations de l'unité de Ketama, rapportées au Tortonien inférieur, (E. BRAUD-CAIRE 1975), ou au Miocène moyen, sans précision supplémentaire (J.P. HOUZAY 1975). Aucun argument d'ordre expérimental particulier ne permet de trancher ce problème.

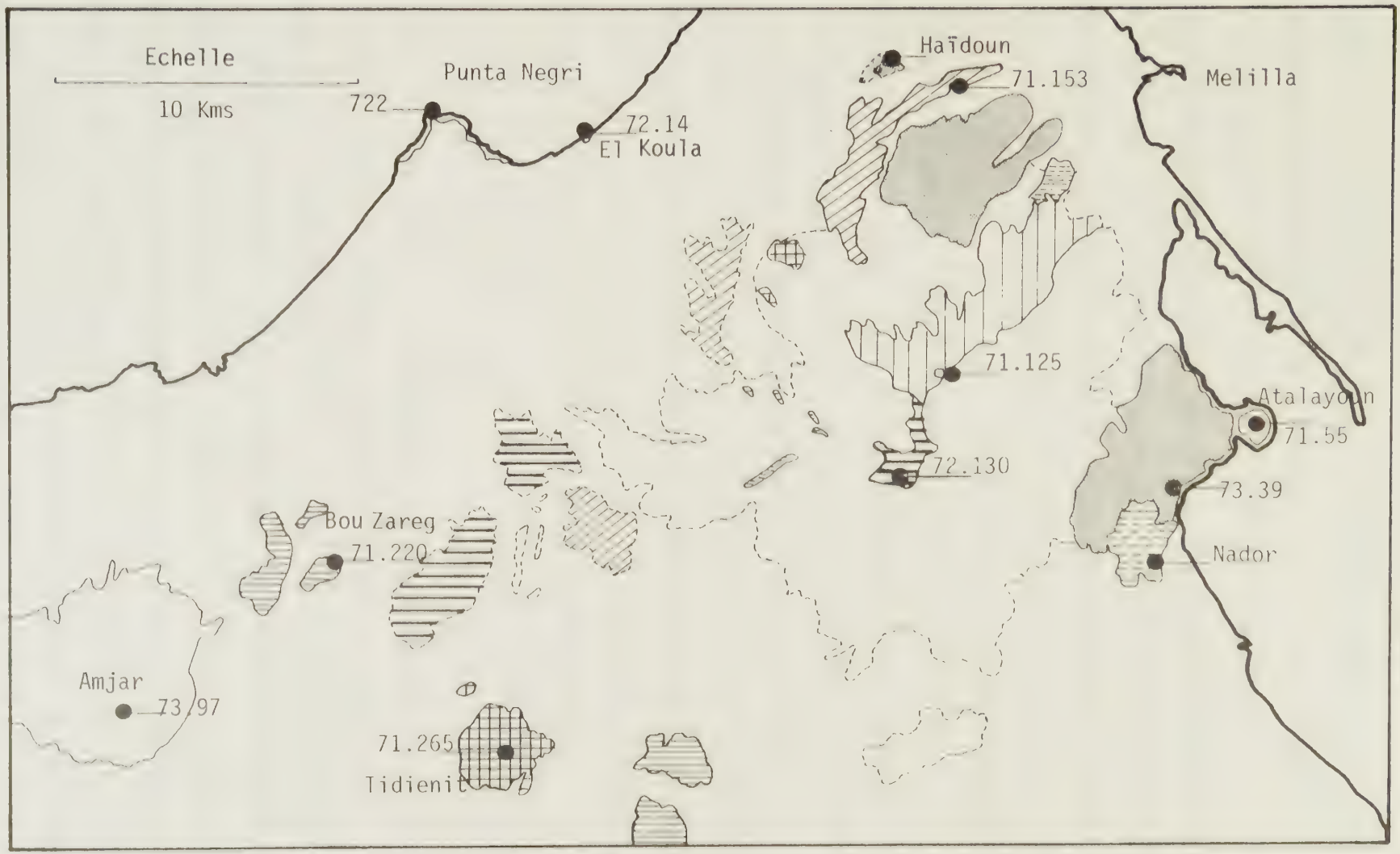
On retiendra donc une activité du Ras Tarf entre 13,1 MA et 12,2 MA, peut-être un peu plus ancienne pour sa base ; si son activité première semble se stopper autour de 12,2 MA, un épisode rémissif est possible, vers la base du Messinien, daté vers 8 MA, par microfaune planctonique. En effet, des coulées andésitiques sous-marines semblent interstratifiées dans les sédiments.

En conclusion, on retiendra l'âge précoce de ce volcan par rapport aux autres massifs du Maroc, ainsi que la pétrologie de ses produits : andésites peu potassiques par opposition aux laves beaucoup plus potassiques "shoshonitiques" (J. HERNANDEZ 1975) des autres massifs marocains .

d. Le volcan du Gourougou Figure 9

Le Gourougou est un strato-volcan, allongé d'ouest en est sur 25 km et du nord au sud sur 15 km.

Une carte,dressée par J. HERNANDEZ 1976, afin de localiser les prélèvements qu'il a effectués sur le terrain pour ses études pétrologiques (thèse en cours) et les études géochronologiques (ce présent travail), montre une ordonnance particulière :



Volcan du Gourougou et Volcans satellites (RIF ORIENTAL) MAROC

D'après une carte inédite de J. HERNANDEZ (1976)

FIGURE 6

- le coeur du massif est constitué par des latites à biotite (échantillon 72.130- coulée prélevée à la cote 652 mètres - feuille de Nador- à Tazouda) et des latites à amphiboles. Sur la frange ouest du massif affleurent de larges coulées de latites représentées à l'est dans l'Atalayoun (échantillon 71.56). Des affleurements de trachytes et de trachytes à fayalite, semblent se situer au sud du massif en jalonnant une direction NW-SE. Le trachyte de Nador étudié et daté par C. ALSAC et al (1969), appartient à cet ensemble.

Des intrusions andésitiques potassiques recoupent l'édifice à divers niveaux, parmi lesquelles nous pouvons ranger l'intrusion (échantillon 71.125) prélevée à la cote 845 mètres, sur la feuille de Nador.

Enfin au nord et à l'est du massif des coulées de basalte alcalin recouvrent en partie les produits calcoalcalins précédemment émis. La coulée de basalte de Tiraka (partie orientale du massif), échantillon 73.39 en est un exemple.

Dans l'Haïdoun, affleurent des petits pointements en intrusion de basanite (échantillon 73.5).

e. Les massifs satellites

Au nord le volcan des Trois Fourches situé au Cap n'est constitué que de rhyolites (échantillon 71.28). Comme nous l'avons déjà dit, des tufs trachytiques sédimentés au sud du volcan et au nord du Gourougou, sont rapportés à l'activité du volcan des Trois Fourches (R. CHARLOT et al 1967). A l'ouest sur la côte méditerranéenne, les coulées de la Punta Negri (échantillon 72.2) et le pointement d'El Koula (72.14) sont distants de 5 à 10 km du volcan principal.

A l'ouest et au sud-ouest, le volcan de Bou Zareg (échantillon 71.220) correspond à des émissions de dacites potassiques à amphiboles, le volcan de l'Amjar de 5 à 7 km de diamètre (échantillon 73.97) à des andé-

sitespotassiques à amphiboles, le volcan du Tidienit (échantillon 71265) étant constitué par des rhyolites.

L'ensemble des résultats d'âges radiométriques (tableau 13) montrent que l'activité s'étage entre 9 et 5 MA. Ces résultats sont en accord avec ceux de l'analyse tectonique de la région (M. GUILLEMIN, J. P. RAMPNOUX 1975) qui montrent que le Messinien (Globorotalia humerosa) est contemporain du volcanisme cinéritique, et qu'une exondation fini messinienne est marquée par des épanchements volcaniques.

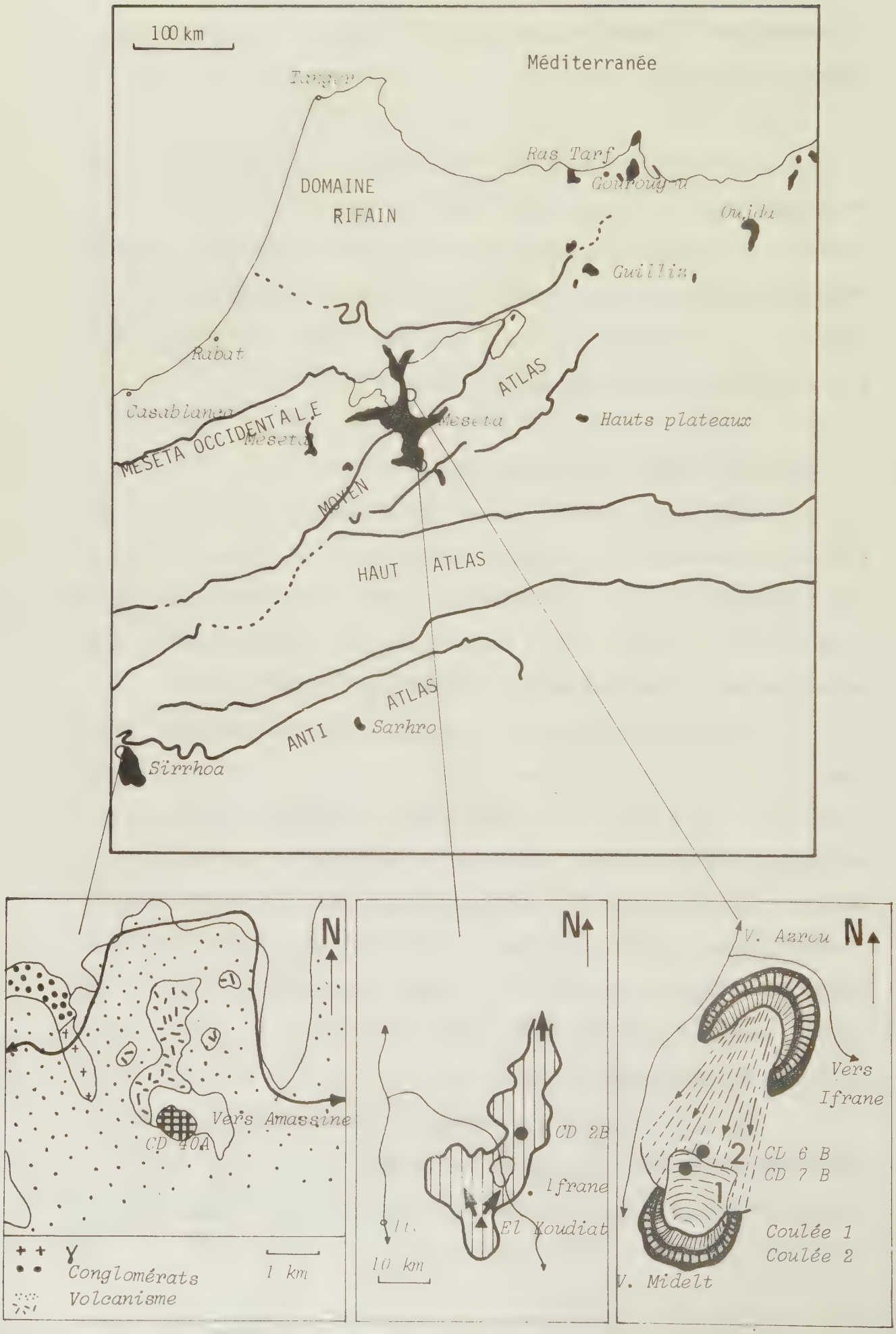
2_Le volcan du Guilliz. (figure 8)

Ce volcan se situe dans la région des Beni Bou Yahi, c'est à dire au nord du Moyen-Atlas oriental. Le volcan et les formations satellites du Kef Bou Rdim et du petit Guilliz constituent un relief dans la plaine de Guercif, "ensérrée entre l'Atlas au sud, les hauts plateaux au sud-est et les Beni Snassen au nord" (E. JEREMINE, J. MARÇAIS 1962).

Le cycle sédimentaire de la plaine de Guercif, débute au Tortonien, reposant sur un substratum triasique et jurassique (COLETTA BERNARD et al 1975). E. JEREMINE et J. MARÇAIS(1962) avaient distingué à la base des massifs volcaniques, des "éruptions trachytiques et andésitiques" recouvertes par des émissions basaltiques récentes dont les centres d'émissions se situent en bordure des massifs primaires et secondaires qui entourent la dépression de Guercif, les échantillons 74.137, 74.128, 74.164 ont été prélevés par J. HERNANDEZ dans la série andésitique. L'échantillon 74.137 représente la base du massif.

Les résultats géochronométriques (Tableau 14) mettent en évidence que l'activité magmatique est plus récente dans le Guilliz que dans le Gourougou. Cette constatation permet de définir une polarité chronologique

FIGURE 10


100 km
Méditerranée
Tanger
Ras Tarf
Gourougou
Oujda
DOMAINE
RIFAIN
Guillim
Rabat
ATLAS
Casablanca
Meseta
Hauts plateaux
MESETA OCCIDENTALE
Meseta
MOYEN
HAUT ATLAS
ATLAS
ANTI
Sarhro
Sirrhoa
N
Vers Amassine
CD 40A
Conglomérats
Volcanisme
1 km
N
CD 2B
Ifrane
El Koudiat
10 km
V. Azrou
N
Vers
Ifrane
CD 6 B
CD 7 B
Coulée 1
Coulée 2
V. Midelt

du N-NE au S-SW. Les dernières manifestations calcoalcalines tant dans le Gourougou que dans le Guilliz sont contemporaines(Bou Zareg - 71.220 - 4,95 MA - Timezerguine 74.190 - 4,95 MA).

3-Les manifestationsbasaltiques dans la province rifaine.

Deux échantillons de basalte ont été prélevés au niveau de Tiraka et d'Haïdoun, dans le Gourougou. La carte, figure 9, montre que ces coulées sont localisées principalement sur la périphérie N.E de l'ensemble volcanique. Les résultats obtenus sur ces échantillons sont intéressants puisqu'ils mettent en évidence que, l'activité alcaline est postérieure à l'activité calcoalcaline, mais en lui étant très peu postérieure puisque la coulée de Tiraka, 73.39, est datée à 4,6 MA (Tableau 26). Il ne serait donc pas impossible de trouver là un lien entre volcanisme alcalin et volcanisme calcoalcalin, et de trouver dans de telles laves des caractères hybrides, geochimiques et minéralogiques.

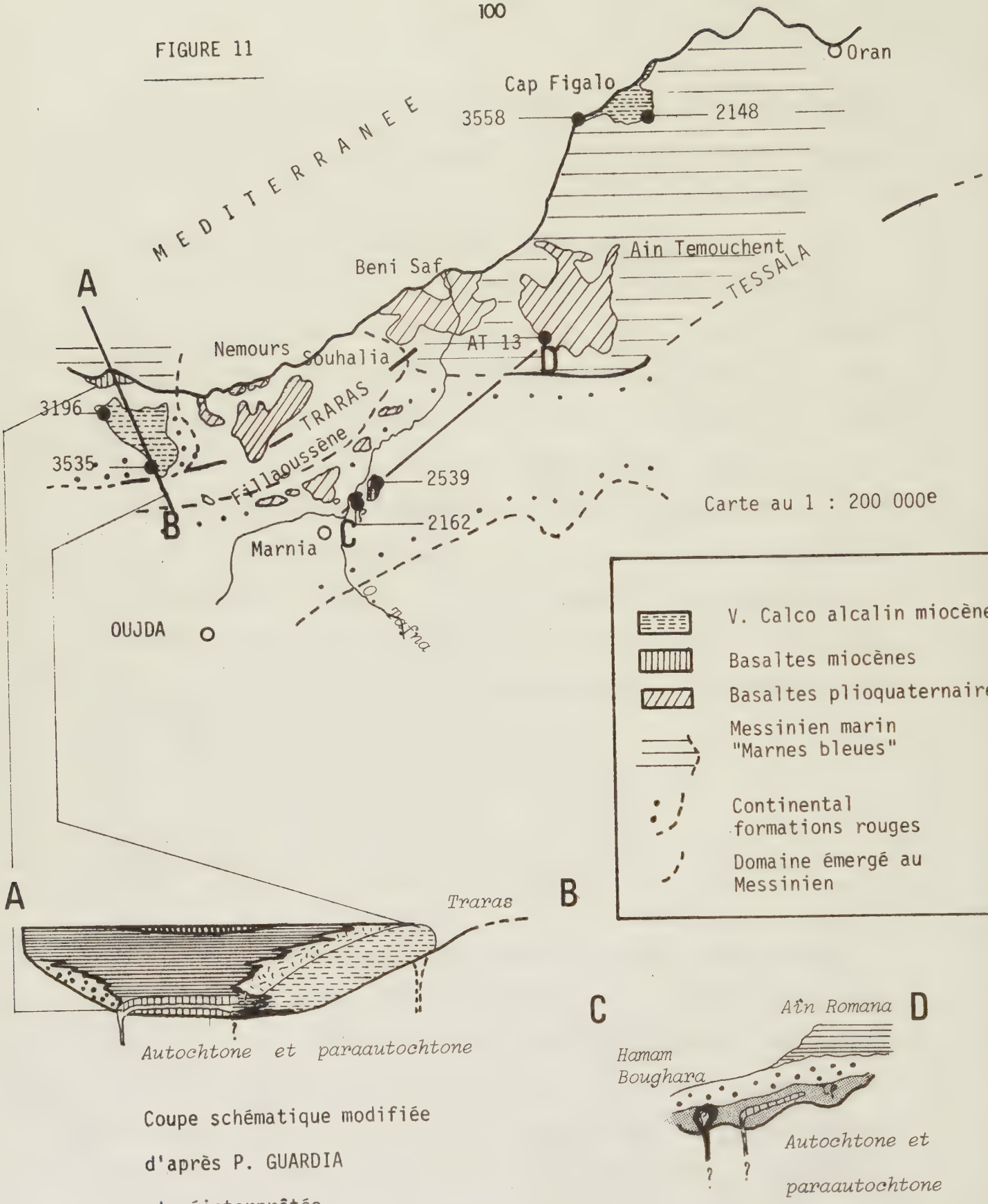
III. LE VOLCANISME ALCALIN DU MAROC CENTRAL ET DE L'ANTI-ATLAS

Peu d'échantillons ont été datés. Prélevés par C. DELARUE, au cours d'une mission de terrain de l'ATP géodynamique, (Figure 10), ceux-ci permettent de faire quelques remarques d'ordre général.

- Dans la province du Causse Moyen-Atlasique, le volcanisme est récent (1,8 à 1,1 MA - échantillons CD 7B, CD 6B, CD 2B Tableau 26). Les épanchements basaltiques sont très importants et ont ennoyé tout le réseau hydrographique. Une soixantaine de cratères démantelés sont encore visibles.

- Les coulées du Tazzeka constituent un jalon volcanique entre le Guilliz et les formations du Causse Moyen-Atlasique dans le couloir Oujda-Taza. L'âge de 2 MA (échan. CD 2B) est tout à fait compatible avec l'âge

FIGURE 11



Coupe schématique modifiée d'après P. GUARDIA et réinterprêtée

VOLCANISME DE L'ORANAIS

présumé des manifestations basaltiques du Guilliz et l'âge obtenu sur les formations du Causse.

- En conclusion, l'activité volcanique alcaline récente souligne le rejeu très probable de cette zone charnière à la limite du domaine Moyen atlasique et du dimaine rifain.

- Une phonolite intrusive a été datée dans le Siroua (figure 10). L'âge de 5,3 MA, obtenu sur l'échantillon 40 A, est en accord avec les faits de terrain. La phonolite recoupe des formations du Miocène terminal ("Pontien").

B. MAGMATISME EN ALGERIE

I. LE VOLCANISME DE L'ORANAIS. Figure 11.

1. Volcanisme alcalin de la Moyenne Tafna et calcoalcalin des M'Sirda et du Sahel.

Il est en position côtière s'étendant depuis le Cap Milonia à l'ouest jusqu'à Oran au nord-est. Au sud-est, le cours de l'oued Tafna limite dans sa partie moyenne son extension. La largeur de cette aire volcanique avoisine donc une trentaine de kilomètres.

Trois centres volcaniques peuvent être distingués au sein de cette aire : d'ouest en est, le volcan des M'Sirda, les pointements de la moyenne Tafna, et le Sahel d'Oran. Ces centres sont en position stratigraphique messinienne. De plus, trois autres massifs situés entre les M'Sirda et le volcan du Sahel, au nord des affleurements de la moyenne Tafna, reposent sur une surface anté volcanique post calabrienne, donc d'âge pléistocène inférieur (P. GUARDIA 1975). D'ouest en est, ce sont les volcans des Souha-

lia, d'Aïn Temouchent et de la basse Tafna.

La figure 11 permet de situer dans leur contexte stratigraphique ces volcans. De plus deux coupes schématiques interprêtées, entre autres, à partir des résultats géochronologiques montrent les relations du volcanisme miocène avec les formations rouges continentales et les marnes bleues du Messinien marin.

On peut constater de ce fait que l'activité volcanique de la région de Marnia (Rhyolite du Hamam Bou Ghara et basalte d'Aïn Romana) est antérieure au dépot continental rouge, et que l'activité calcoalcaline des M'Sirda est contemporaine tant des dépots rouges que du Messinien marin.

Les résultats géochronologiques confirment ces faits (tableau 17). Toutefois, seules les formations volcaniques du Cap Milonia (échan. 3317) donnent un âge compatible avec la base admise du Messinien (7,9 MA). Il s'agit d'ailleurs de la seule formation volcanique en rapport direct avec le domaine marin.

2. Volcanisme alcalin d'Aïn Temouchent et des Souhalia.

Quatre grands massifs volcaniques attestent d'une activité alcaline récente dans le secteur de l'Oranais. Ce sont du SW au NE, le massif des Souhalia, les pointements de la moyenne Tafna, au sud de la dorsale du Fillaoussène, les pointements de la basse Tafna dans la région de Beni Saf et le massif d'Aïn Temouchent.

Dans les Souhalia, les alluvions prévolcaniques forment un glacis sur lequel reposent les volcans pléistocènes. Dans la moyenne Tafna, le surface ante volcanique est dégagée dans les formations continentales et volcaniques miocènes. Enfin,dans la basse Tafna et la région d'Aïn Temouchent, les volcans se situent sur une topographie accidentée par des vallées creusées postérieurement à l'épisode marin du Calabrien.

Une datation a été effectuée sur une des coulées de basalte d' Aïn Temouchent (AT 13 Tableau A). Son âge radiométrique de 1 MA la situe postérieurement au Calabrien qui dans les échelles corrélatives du Quaternaire se situe entre 2 et 1,5 MA.

En fait, l'ensemble des volcans alcalins situés au coeur de la zone calcoalcaline de Nemours à Oran, semble constituer un groupe d'âge très comparable au volcanisme alcalin du Maroc, puisque les niveaux de base des volcans de la moyenne Tafna sont interstratifiés dans des calcaires lacustres datés du Pliocène.

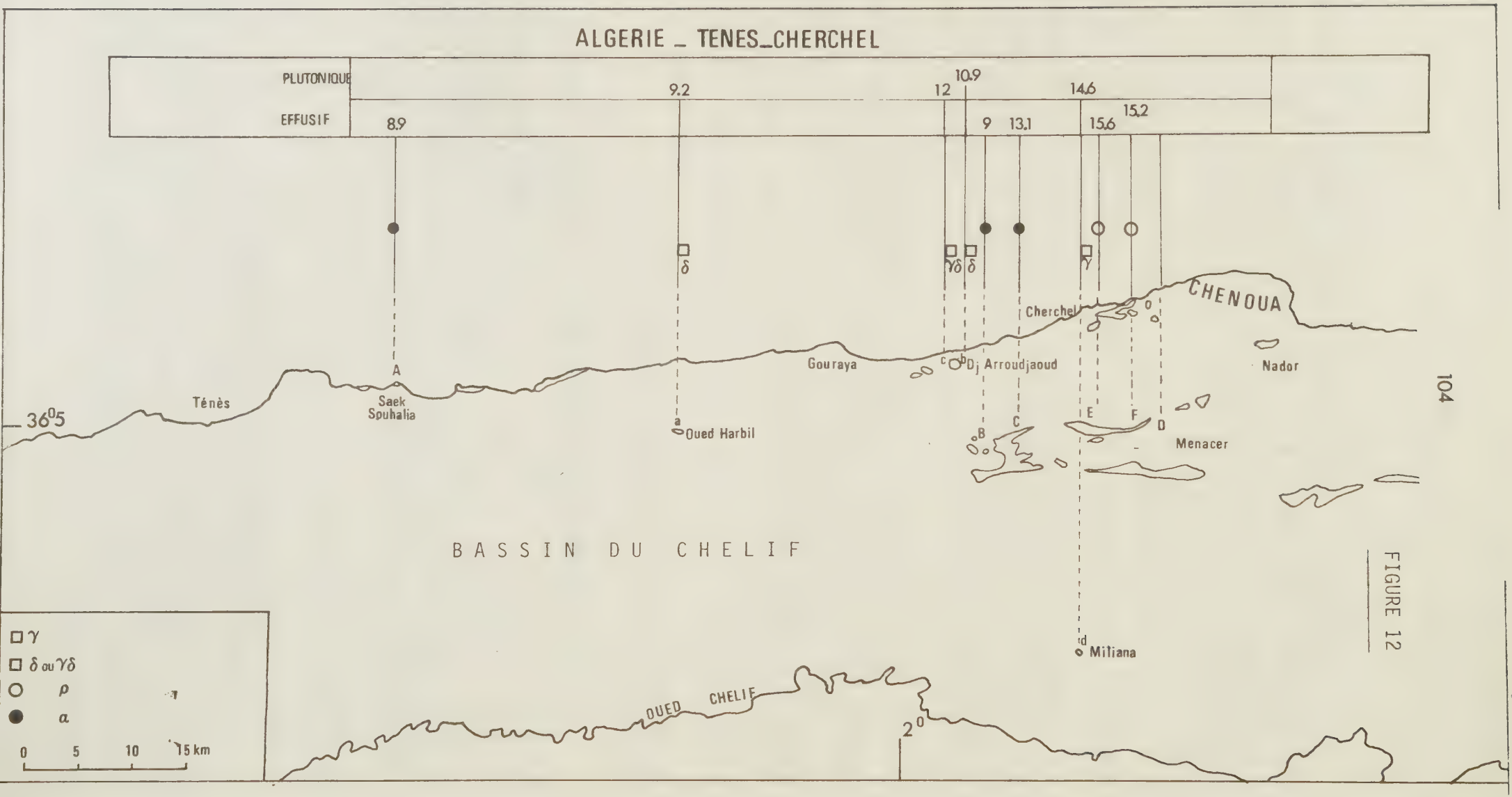
3. En conclusion, l'ensemble magmatique du Maroc et de l'Oranais forme une province chronologiquement active entre 9 et 1 MA environ ; deux séries se succèdent, calcoalcaline puis alcaline.

II. MAGMATISME DE L'OUEST ALGEROIS. (figure 12).

Il se manifeste sous la forme de volcanisme et d'intrusions qui lui sont associées structuralement, alignées sensiblement parallèlement à la côte, entre Ténès et Cherchel. La largeur de la bande magmatique n'excède guère une quinzaine de kilomètres, si l'on excepte la position très méridionale, par rapport à cet ensemble, du microgranite de Miliana, à trente kilomètres de la côte.

1. Les intrusions de l'Algérois (figure 14)

Elles sont de taille réduite. Deux ont été étudiées ; d'ouest en est, l'intrusion de l'Oued Harbil, au sud de Damous, l'intrusion du Kourb ou Djaout (ex Djebel Arroudjaoud), toutes deux situées au sud du chevauchement kabyle.


ALGERIE _ TENES_CHERCHEL
PLUTONIQUE
EFFUSIF
8.9
9.2
12
10.9
9
13.1
14.6
15.6
15.2
δ
γδ
δ
γ
A
Saek
Spuhalia
Ténès
36°5
a
Oued Harbil
Gouraya
c
b
Dj Arroudjaoud
Cherchel
CHENOUA
Nador
B
C
E
F
D
Menacer
d
Miliana
BASSIN DU CHELIF
OUED CHELIF
2°
104
FIGURE 12
γ
δ ou γδ
ρ
a
0 5 10 15 km

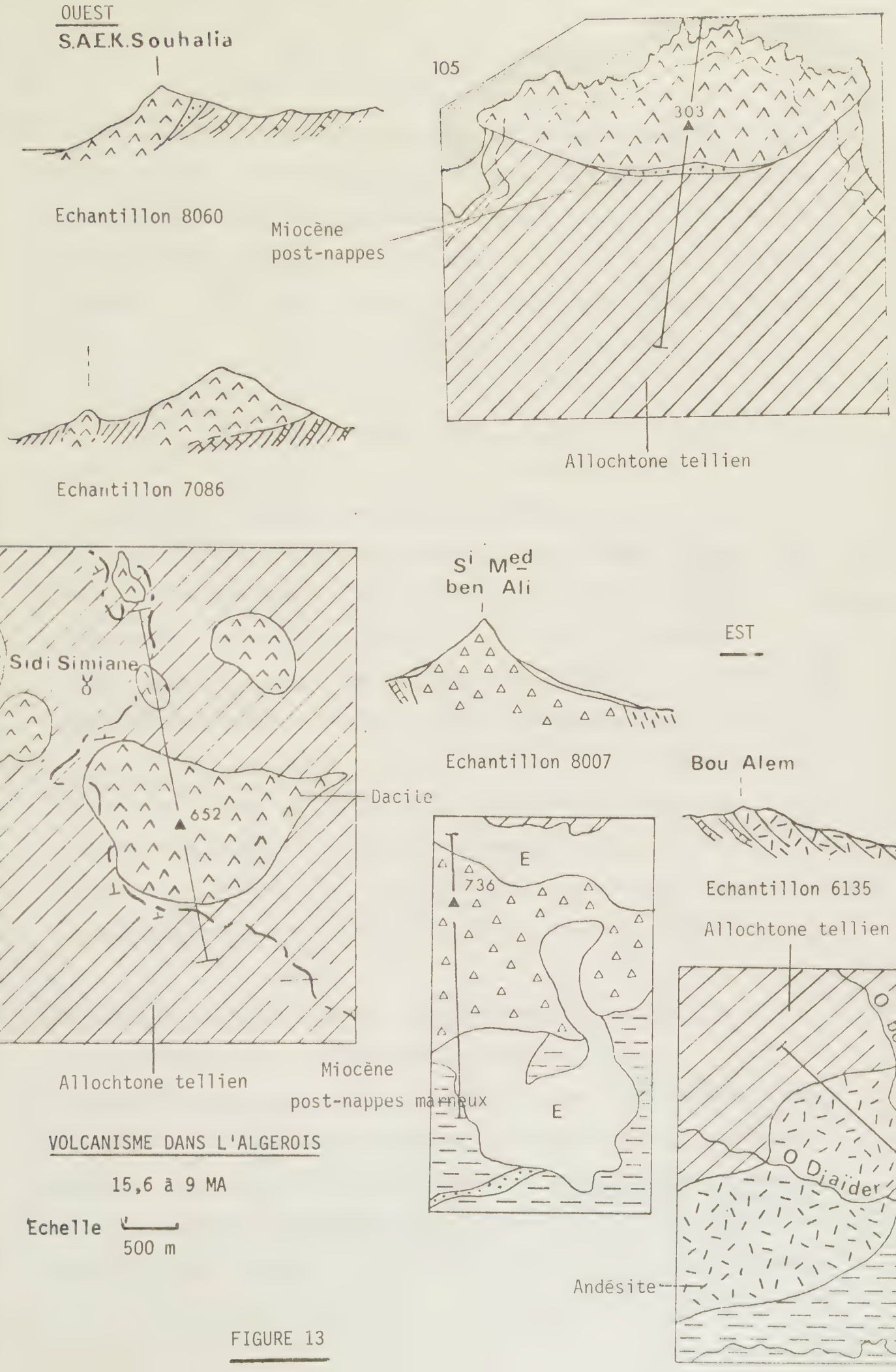

OUEST
S.A.E.K. Souhalia
Echantillon 8060
105
303
Miocène
post-nappes
Allochtone tellien
Echantillon 7086
Si Med
ben Ali
EST
Echantillon 8007
Sidi Simiane
652
Dacite
Bou Alem
Echantillon 6135
Allochtone tellien
E
736
E
Allochtone tellien
Miocène
post-nappes marneux
O bou Iadine
O Djaider
Andésite
VOLCANISME DANS L'ALGEROIS
15,6 à 9 MA
Echelle
500 m

FIGURE 13

Pétrographiquement (C. LEPVRIER - D. VELDE) il s'agit de micromonzonite à diopside, automorphe et biotite subautomorphe, plagioclase et feldspath alcalin. Dans certains échantillons, sont trouvés des fantômes d'olivine. L'intrusion de Miliana est très différente puisqu'il s'agit d'un microgranite (échan. 7041), apparu dans la zone faillée du Zaccar Rharbi .

2. Le volcanisme de l'ouest algérois (figure 13)

Il est localisé :

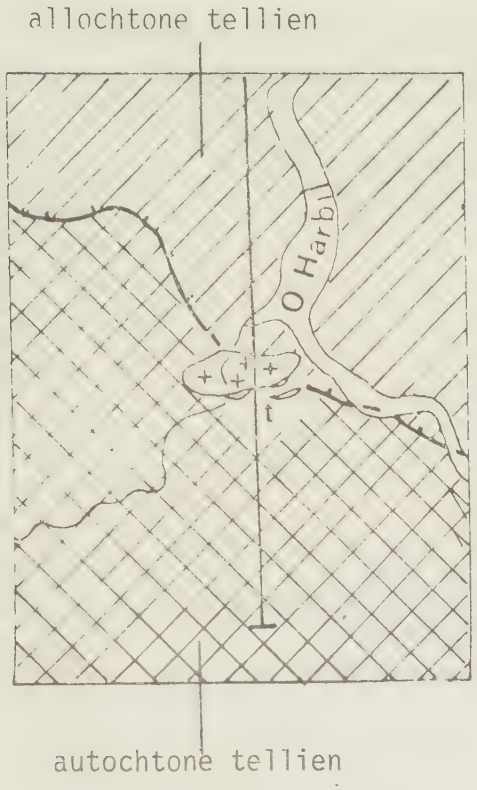
. sur la côte à l'est de Ténès ; (échantillon 8060), prélevé dans la série du Saek-Souhalia, près des Beni Haoua. Il se situe dans le bassin littoral de Ténès. Ces formations ont été redressées tectoniquement à la suite d'une phase de compression au Miocène terminal. Le volcanisme se situe stratigraphiquement entre les formations continentales détritiques, et des formations marines sous-jacentes.

. à l'extrémité ouest du bassin de la Mitidja, les coulées et intrusions volcaniques forment un liseré qui souligne, le bassin de Menacer, prolongation de la Mitidja; la terminaison du bassin littoral de Cherchel montre aussi des intercalations volcaniques.

3. Les résultats des datations. (tableau 18 Volcanisme calcoalcalin tableau 22, intrusions) montrent que ce magmatisme est beaucoup plus précoce que dans l'Oranais puisque les premières manifestations remontent à 15,6 MA (Rhyodacite d'El Gourine, éch. 8007) et à 14,6 MA pour les manifestations grenues (Microgranite de Miliana, éch. 7041). L'ensemble des manifestations prend fin vers 9 MA. Toutefois une récurrence a été trouvée dans la région de Cherchel sous forme d'un "basalte" intrusif en filon

FIGURE 14

Plutonisme dans l'Algérois



Oued Harbil 15 – 9,2 MA

Ech. 6054A

El KOURB OU DJAOUT

(ex Dj. Arroudjaoud)

Ech. 1622
1522

SE

MILIANA

éch. 7041

(échantillon 6124) daté à 4,8 MA. L'affinité magmatique de cet échantillon est encore mal définie. Notons toutefois que cet âge correspond à ceux définis pour les manifestations calcoalcalines ultimes de l'Oranais et à celui des basaltes shoshonitiques d'Oujda Zekkara (Tableau 16).

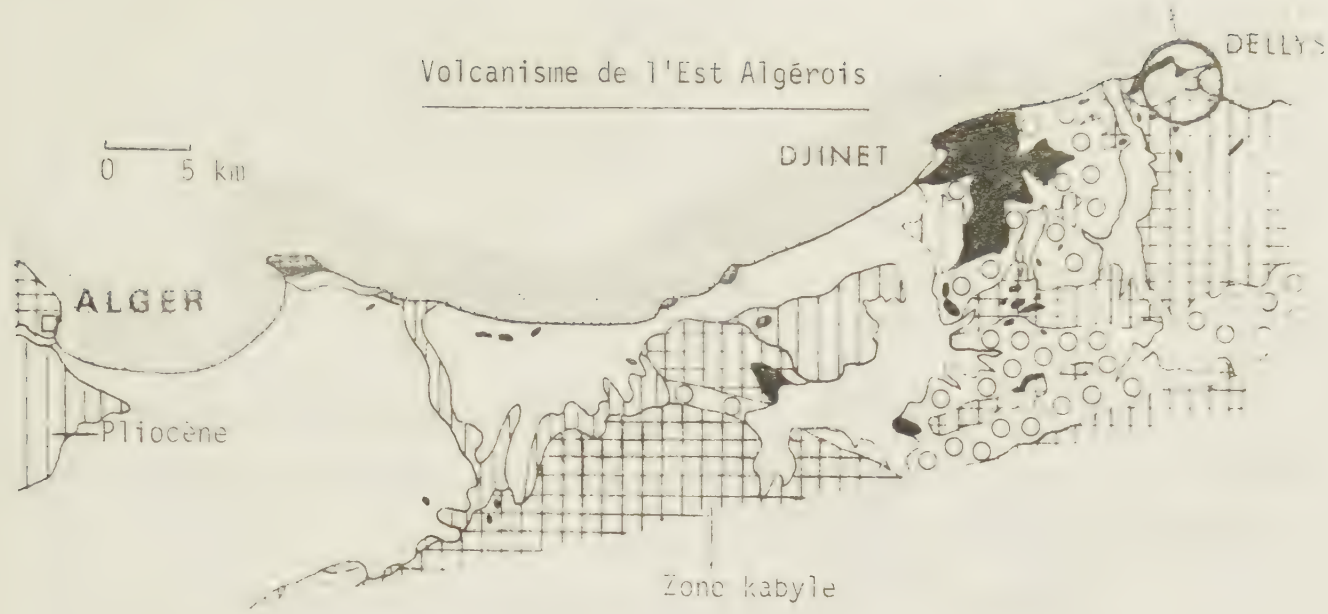
III. MAGMATISME DE DELLYS : figure 15. Est-Algérois.

Les coulées sous marines de basalte, qui présente par sa minéralogie des affinités avec une série calcoalcaline et par son chimisme des affinités tholéiitiques et calcoalcalines (voir discussion dans le chapitre V), sont intercalées au sein et au sommet de la série molassique marine datées à la limite Burdigalien supérieur-Langhien. La datation de ces laves à 15 MA (tableau 20) confirme le synchronisme du phénomène volcanique et de la sédimentation. D'autre part, une grande analogie existe entre les "basaltes" de Dellys et ceux du Cap Djimet, qui de ce fait pourraient être, en partie au moins, de même âge.

Notons enfin, qu'il existe des brèches rhyodacitiques postérieures aux basaltes de Dellys (D. RAYMOND 1976).

IV. LES TUFFITES DE GRANDE KABYLIE. Tableau 19

Elles sont associées aux formations de silexite, et prises dans une matrice argileuse sédimentaire. Une séparation du verre et des minéraux, d'avec la matrice a été réalisée. L'âge de 19,1 MA obtenu est en accord avec celui obtenu sur des formations semblables en Espagne, de la Vinuela, près de Malaga. (cf tableau 33). Ceci démontre la très grande extension probable de ce volcanisme précoce en Méditerranée, qui devance l'activité



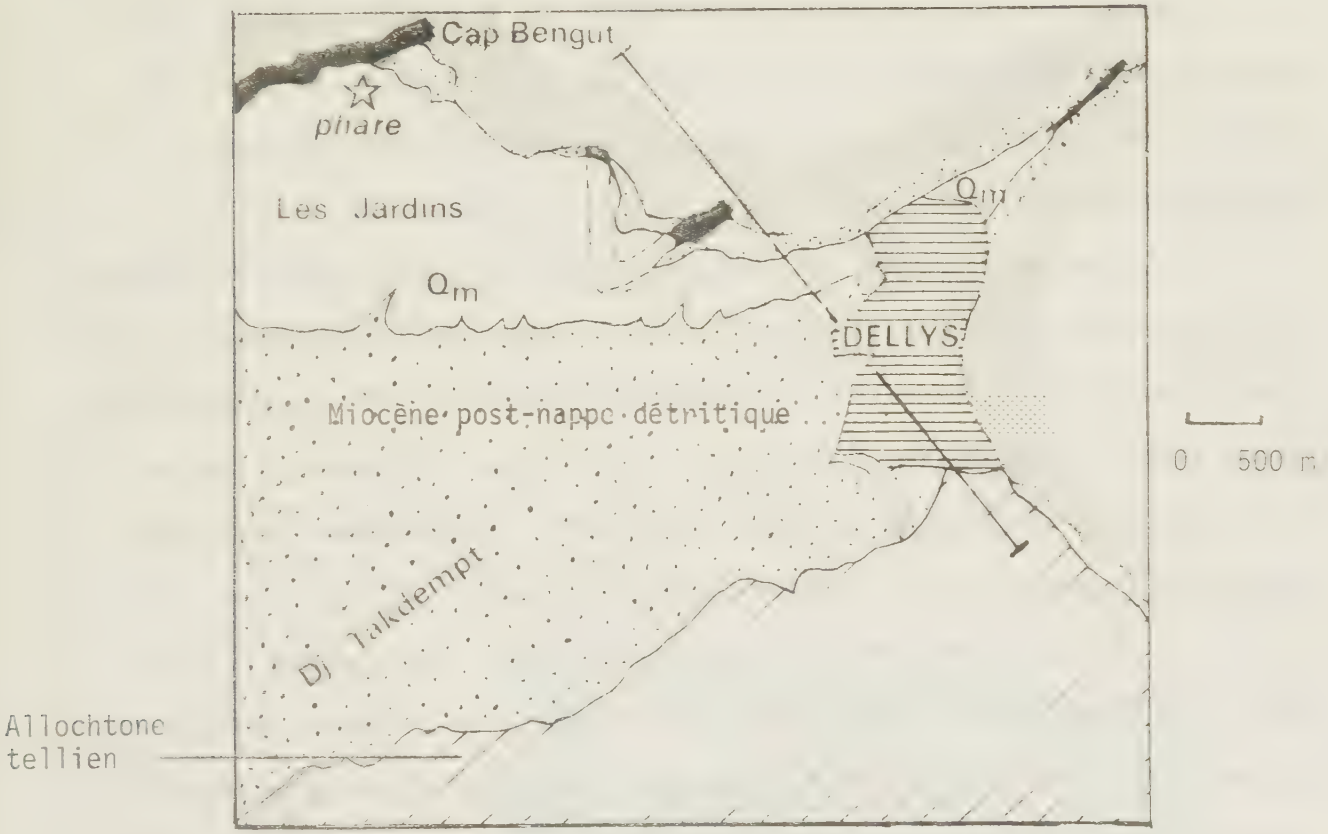


Figure 15

Repris d'après H. BELLON et al (1976)

de nature calcoalcaline.

V. LE MAGMATISME D'EL AOUANA ex-CAP CAVALLO - figure 16 A-

Le complexe de Cavallo (El Aouana), d'une superficie de 42 km^2 environ (6 x 7 kms), a fait l'objet d'une étude détaillée récente (1970 - thèse de doctorat de spécialité de C. ROBIN).

Ce complexe est positionné sur des terrains allochtones au nord de la terminaison septentrionale de la chaîne des Babors. Son assise sédimentaire la plus récente, est très tectonisée et correspond au passage du Burdigalien au Langhien, c'est-à-dire que la microfaune recélée marque la zone N8 de Blow.

Dans ce complexe, il est possible de distinguer, une phase d'émission, une phase d'intrusion en dykes, dont la nature minéralogique et chimique correspond à celle de la phase d'émission ; enfin l'histoire magmatique de ce massif s'achève avec la mise en place de faciès microgrenus. Ces massifs intrusifs situés généralement à la périphérie du complexe, recoupent à la fois ce dernier et l'encaissant sédimentaire.

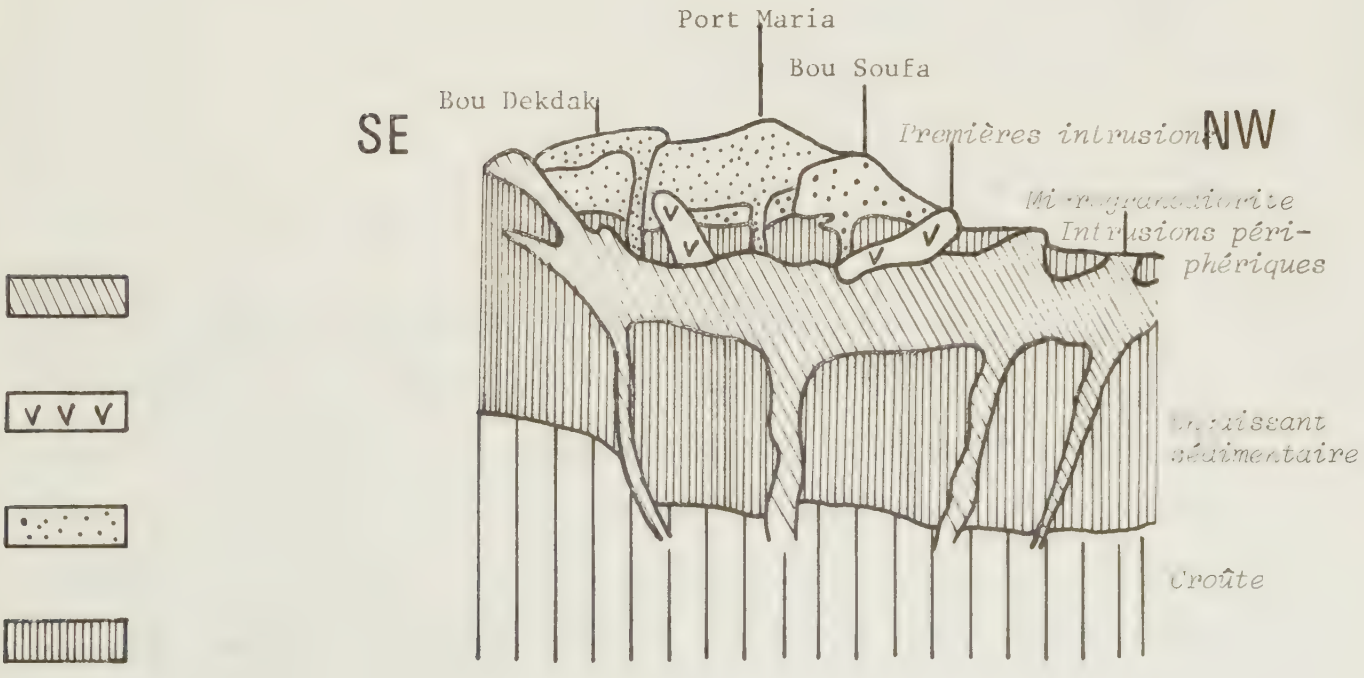
A la base des émissions, la série de Bou Soufa, montée à la surface à la faveur d'une fracture intracrustale Nord-Sud, dans un environnement probablement faiblement immergé comme en atteste la présence de palagonite, comprend des rhyodacites, affleurant au sud et au centre du massif, et des andésites. Les pyroclastites sont exprimées durant cette phase dans un volume non négligeable.

Postérieure à la série de Bou Soufa, la série de Port Maria, comprend pour ROBIN, des andésites à amphibole , des andésites à amphibole et pyroxène , des dacitoïdes à pyroxène et biotite , enfin représentées au centre du massif, des dacitoïdes passant à des dellénitoïdes (dans lesquelles

FIGURE 16A

Magmatisme d'El Aouana (ex. Cavallo)

Modifié d'après C. ROBIN 1970.



le quartz primaire ne s'exprime pas dans la minéralogie).

Les échantillons datés 9.21 et 9.1 (tableau 23) correspondent aux intrusions périphériques terminales. Les âges obtenus situent donc la fin de l'activité magmatique dans cette région vers 14,5 MA.

. La base du complexe,(série de Bou Soufa) a dû se mettre en place vers 18 MA, âge compatible avec le spectre chronologique défini dans les régions voisines.La série de Port-Maria a été datée à 15.9 MA par G. FERRARA (C. ROBIN 1970).

VI - LE PLUTONISME DU DJAMJOUT - FIGURE 16B

Ce pluton n'est pas isolé au sein du cortège des roches plutoniques miocènes de la région de Béjaïa (B. SEMROUD 1975)

Ce massif intrusif est situé près de Bejaïa(ex Bougie). A l'est du Dj. Amjout affleure (coupe 16 B) dans une série pincée, du Burdigalien supérieur, (marnes brunes à microfaune) dans lequel existent de rares débris pyroclastiques, provenant vraisemblablement de la mise en place du microgranite. Celui-ci précéderait donc probablement le Burdigalien supérieur, ce que confirme son âge radiométrique de 16,5 MA. (Tableau 23).

VII. LE VOLCANISME DU CONSTANTINOIS

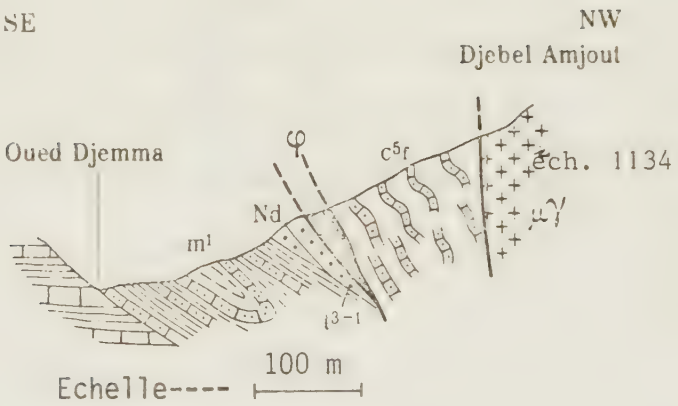
a - Position stratigraphique. Environnement tectonique (fig. 17)

Deux affleurements volcaniques ont été signalés récemment, découverts à la suite des travaux de terrains de J.F. RAOULT et J.M. VILA, (1971 et 1974), et situés en arrière des massifs pluto-volcaniques du Cap de Fer (étudiés par J. HILLY 1957), de Cheitabi (daté dans le présent travail éch. 73.5) et des granites du Djebel Filfila. Ces affleurements apparaissent donc à une quarantaine de kilomètres au sud de ces vastes massifs: l'affleurement du "Kef Hahouner" (J.F. RAOULT et D. VELDE 1971) se situe

FIGURE 16 B

Coupe du Djebel Amjout

Dans M. LEIKINE (1971)



Légende

m^1	Burdigalien sup.
c^5f	Campanien
Nd	Numidien
t	trias
	microgranite daté

au sud-sud-ouest de ce massif, qui représente, dans cette région, l'autochtone relatif puisqu'il apparaît à la faveur de fenêtres, sous des nappes, que nous ne caractériserons pas plus ici en raison de l'extrême complexité de ces problèmes. Cet édifice, sur sa bordure méridionale,est recoupé par une zone de failles verticales de rejets importants (la somme de ceux-ci dépasserait 2 500 mètres), qui le met au contact du Miocène supérieur, conglomératique, puis argileux rouge sombre, puis calcareux et argileux en en son sommet avec développement de gypse. Il est donc de nature continentale, et postérieur aux nappes recouvertes par lui en discordance. C'est donc au Miocène supérieur que se mettent en place les niveaux volcaniques au sein de la série, au niveau du sommet argileux rouge sombre. (Echantillon RA 5045 et 4006).

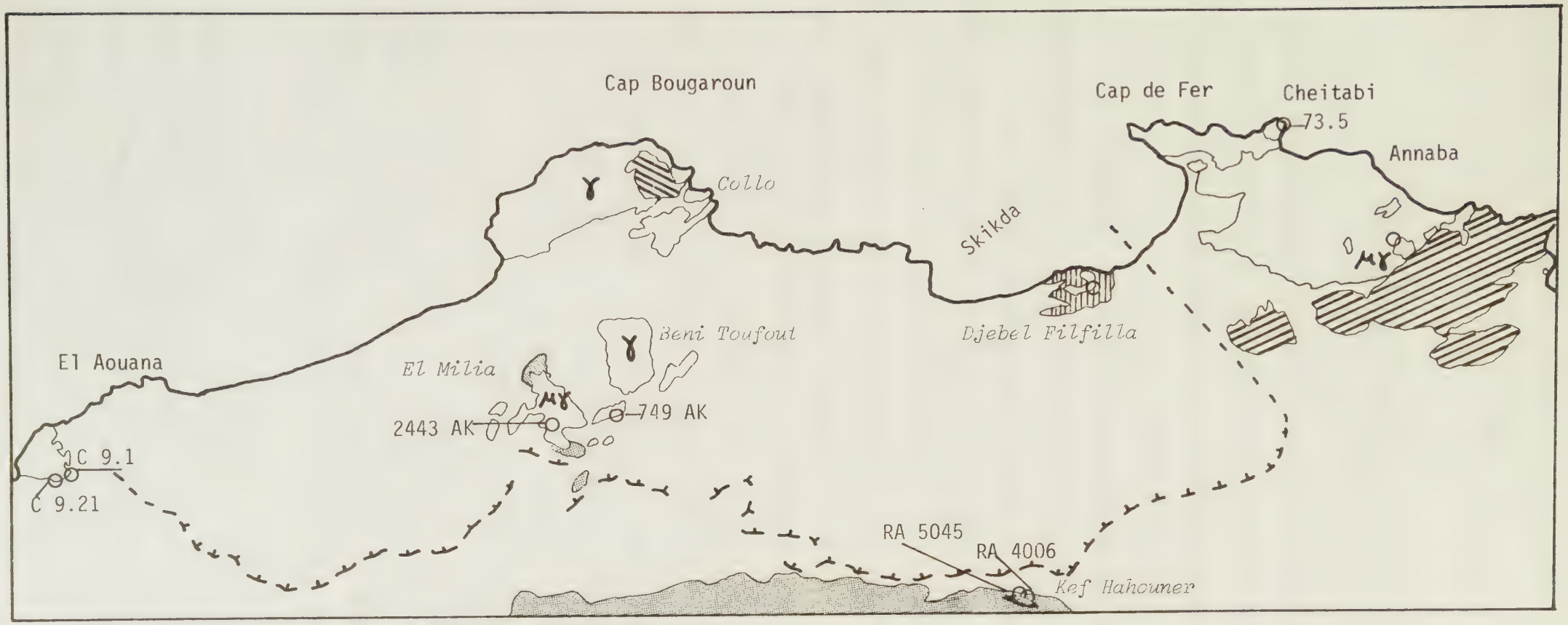
Ces formations sont synchrones vraisemblablement des niveaux sédimentaires puisque l'étude des assemblages minéralogiques a conduit D. VELDE (1971 réf. citée avant) à définir les conditions de mise en place, sous forme d'épanchements de laves en coulées, liés au jeu de failles verticales.

b- Résultats des datations : (tableau 21)

Les âges obtenus situés entre 10,9 et 9,3 MA confirment bien la datation stratigraphique. Dans la reconstitution géodynamique donnée dans le chapitre VI, je souligne l'importance de ces âges relativement récents pour des échantillons, particuliers du point de vue pétrochimique (lamproïtes à affinités shoshonitiques), situés en position externe au sens tectonique.

VIII. LE MAGMATISME DU CAP BOUGAROUN AU CAP DE FER.

FIGURE 17



Socle du Cap Bougaroun

Socle Kabyle + oligo-miocène charrié sur le socle + flyschs

Socle de l'Edough

Eruptif

Volcanisme

Formation sous le socle Kabyle

Miocène post nappe

10 kms

Echelle

Chevauchement

Le magmatisme néogène dans le Constantinois

(simplifié d'après J.P. BOUILLIN, 1973)

dans Atlas Tectonique de l'Europe

ou UN MASSIF INTERNE RETRAVERSE PAR UN MAGMATISME MIOCENE

Le socle de Petite Kabylie est charrié sur des unités tectoniques et paléographiques diverses parmi lesquelles celle des Beni Toufout, "terrains mésozoïques épimétamorphiques, qui apparaissent en fenêtre sous le socle kabyle" (J.P. BOUILLIN, 1975).

Le granite des Beni Toufout,(éch. 749 AK), retraverse ces terrains mésozoïques sur sa bordure ouest-sud-ouest et au nord, étant en contact sur le reste de sa bordure avec le socle de Petite Kabylie.

Au sud-ouest de ce massif, à une quinzaine de kilomètres, "affleure une formation sédimentaire distincte des flyschs avoisinants" (J. P. BOUILLIN et G. GLAÇON, 1973). Cette formation d'argiles et de marnes de couleurs claires serait pour ces auteurs de type tellien, et serait charriée sur le socle kabyle. Les granites et microgranites (éch. 2443 AK) qui constituent le massif d'El Milia, (massif de forme circulaire de dix kilomètres de diamètre environ) apparaissent à la faveur de l'érosion au sein d'un édifice complexe, composé des formations telliennes ci-dessus, à l'ouest et à l'est principalement, de Miocène post-nappes, au nord et au sud principalement, du socle kabyle à l'est d'El Milia, et de l'Oligo-Miocène kabyle, unité prédominante à l'affleurement.

L'âge de mise en place des unités de type tellien étant aquitano-burdigalien, celle-ci correspondant à une tectonique de "rétro-écoulement" des zones externes sur les zones internes (J.P. BOUILLIN G. GLAÇON) (op. cit. 1973), cette granitisation est postérieure à l'aquitano-burdigalien.

Le granite du Dj. Filfilla apparaît au sein d'une série métamorphique de type prékabyle à une quinzaine de kilomètres à l'est de Skikda (ex-Philippeville). Une telle série est représentée au sud-ouest du granite des Beni Toufout.

Les âges obtenus (tableau 23) de 22 et 16,2 MA montrent que l'activité plutonique est précoce (22MA) et qu'il ne serait pas étonnant de retrouver peut-être des âges plus anciens au sein des granites du Cap Bougaroun. L'âge de 16,2 MA est en accord avec celui du Dj. Filfilla, de 15,3 MA ± 0,5 déterminé par S. BORSI et avec celui du granite de l'oued el Aneb de 15,8 MA, déterminé par G.P. BAGDASARJAN et al, (1972).

Au Cap de Fer, la diorite d'HERBILLON - CHEITABI (prélevée à la carrière de Fontaine Romaine par D. VELDE affleure au sein du Miocène (J. HILLY-1962). L'âge de 15,7 MA obtenu (tableau 23) confirme l'importance et l'extension du plutonisme acide à cette époque.

C. L'ARCHIPEL DE LA GALITE

Situé au nord de la Tunisie (à une quarantaine de kilomètres), l'archipel comprend l'île de la Galite, d'une superficie de huit kilomètres carrés et des îlots au nord et au sud de l'île principale : l'île des Chiens au nord de la Pointe des Chiens, le Galiton et la Fauchelle au sud.

- Une série sédimentaire .

Il existe une série sédimentaire de type flysch, de cinq cent mètres d'épaisseur au moins. La considération des caractères de ce flysch permet de le rapprocher de celui qui forme la partie inférieure de l'Oligocène kabyle (M. DURAND-DELGA, 23 juillet 1956).

D'autre part, cet auteur a trouvé dans ce flysch des Foraminifères : des Amphistégines, des Operculines, des Hétérostégines, des Lépidocyclines, etc, ce qui permet de confirmer l'âge oligocène de ce flysch.

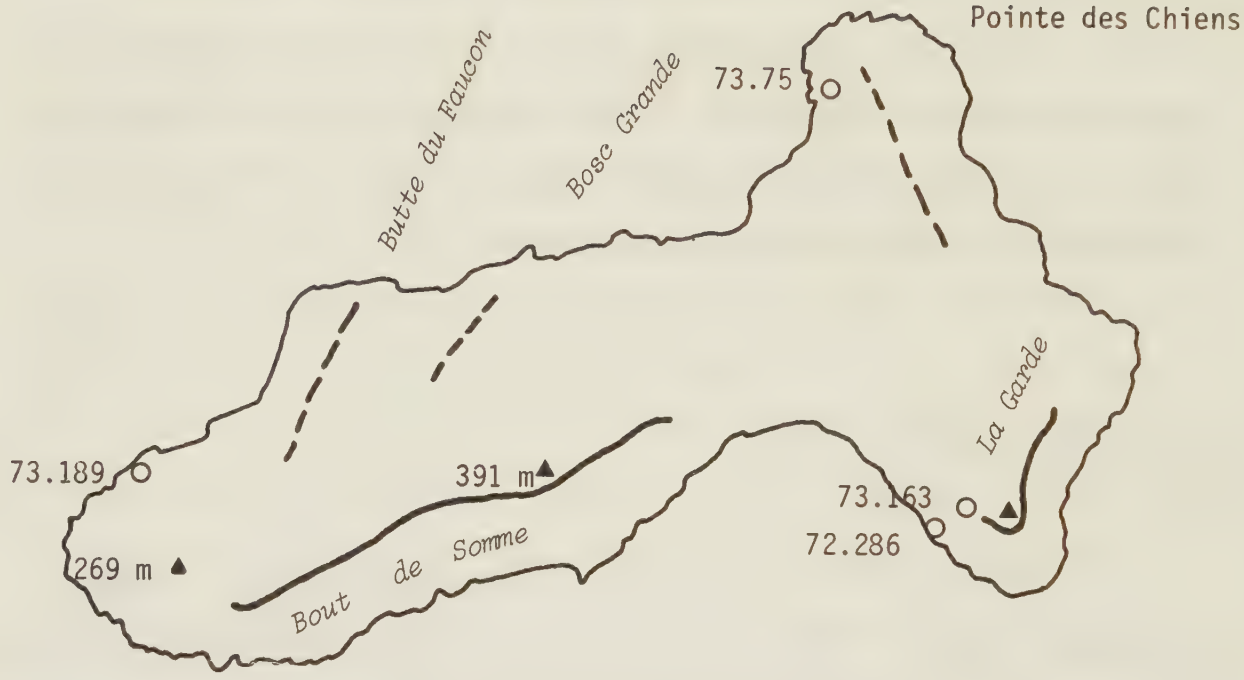
- Un substratum.

Cette série repose sur un socle qui n'était connu que sous forme d'enclaves ennalogènes remontées par le cortège intrusif au cours

Crête
Crête
Sommet
Echantillon

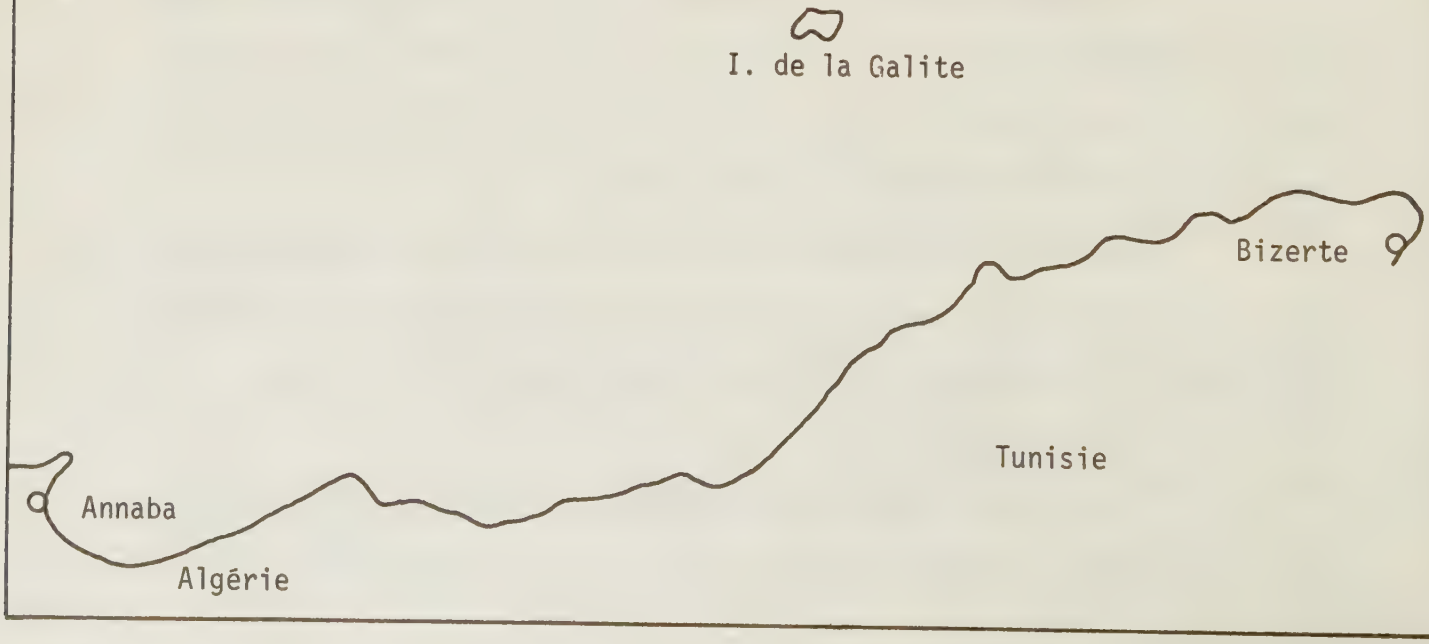
L'Ile de la Galite

Echelle 1 : 4000e



Echelle 1 : 10^6

Localisation de l'île de la Galite



de sa mise en place. Ces enclaves sont centimètriques à décimètriques, atteignant parfois le mètre. M. DURAND-DELGA a découvert des gneiss en paquet de cent mètres de long et de cinquante mètres de large près du Bosc des Galines, au nord-est de l'île. Les enclaves de roches d'âge secondaire ou éocène sont absentes, ce qui conduit à considérer un substratum d'âge primaire pour ces flyschs.

- Un cortège intrusif .

Lors de sa mise en place, il vient traverser et déformer le flysch, il est de ce fait post-flysch. Une phase tectonique a affecté le flysch oligocène antérieurement à la mise en place des roches intrusives (M. DURAND-DELGA) (1956).

Solignac (1927) a montré la nature différente du cortège intrusif à l'est de l'île et au nord-ouest.

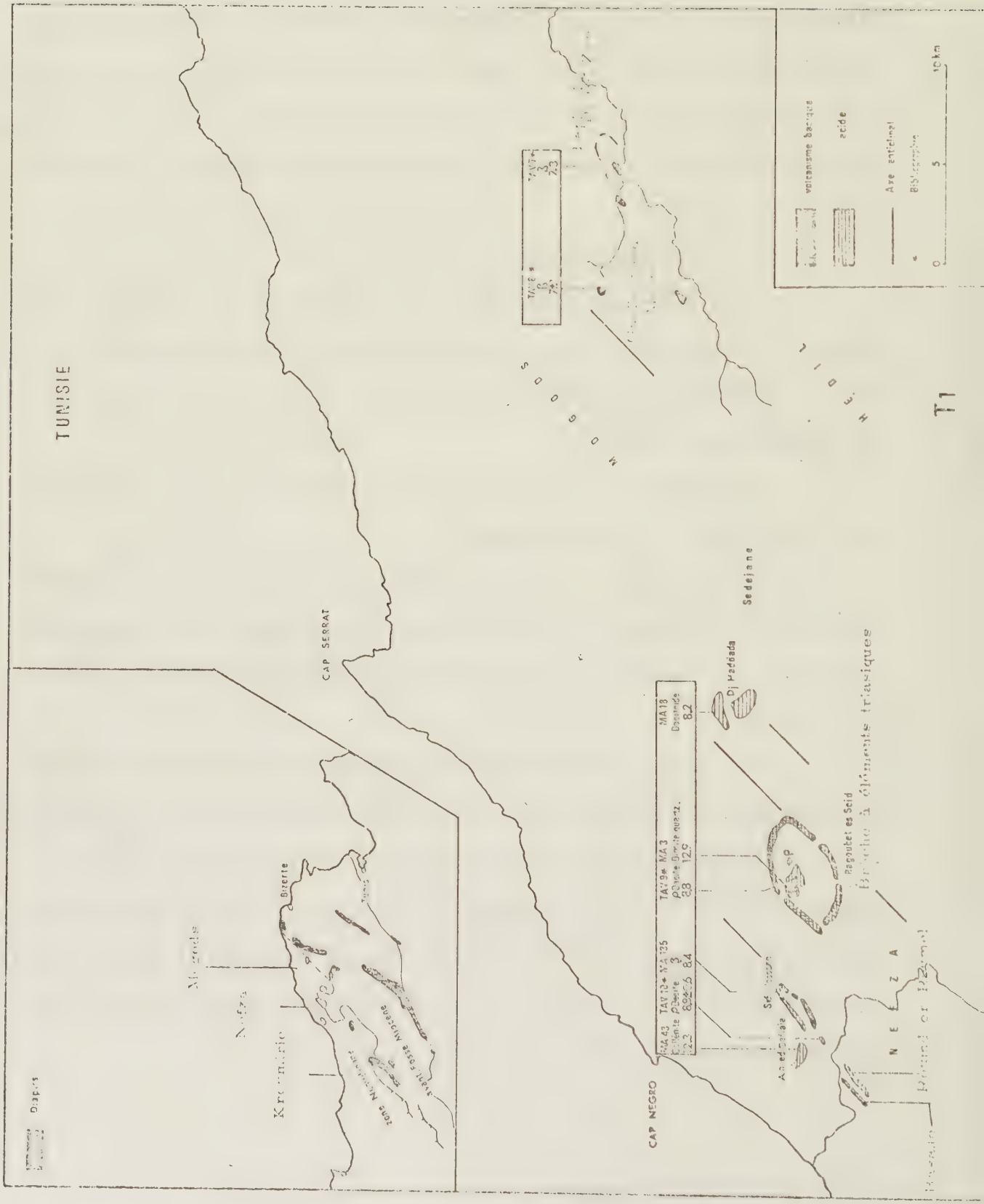
A l'est, c'est la microdiorite de la Garde qui est la plus ancienne. Un microgranite à biotite retraverse la formation en filon, chargé d'enclaves. Ces formations ont été datées respectivement à 14,1 ± 0,6 MA et 10 ± 1 MA.

A l'ouest de la Galite, au Galiton et la Fauchelle, ce sont des diorites que l'on rencontre,riches en enclaves homéogènes. Les enclaves de roches encaissantes se situent à la périphérie de l'intrusion. Enfin, au Galiton,c'est un filon de microgranite alcalin, et la Fauchelle un dyke de granite monzonitique à amphibole et biotite qui recoupent la diorite. Cette dernière, datée à la Pointe Mistral, à l'extrémité occidentale de l'île, a un âge de 14,2 ± 0,5 MA.

D. LE MAGMATISME DE TUNISIE

Le volcanisme néogène ne se manifeste que dans la partie septen-

FIGURE 19


TUNISIE
CAP SERRAT
CAP NEGRO
Sedejane
Dj Haddada
Raguet es Seid
Bizerte
Nefza
Kroumirie
Sidi Ahmed
Ain edDalaa
Bizerte
Sedjenane
Ain Mokra
Ain Ksiba
Ain Ksiba
Ain Mokra
Ain Mokra
Ain Ksiba
Ain Ksiba
Ain Mokra
Ain Ksiba
Ain Mokra
Ain Ksiba
Ain Mokra

trionale de la Tunisie, suivant une direction W-SW - E-NE, entre Tabarka à l'ouest et le Garaet el Ichkeul à l'est. (figure 19).

1. Géographiquement, on peut y distinguer deux groupes d'affleurements :

à l'ouest dans la région des Nefza, où les pointements, souvent de grande taille (2 km x 1km), affleurent sur une vingtaine de kilomètres ;

à l'est dans la région des Mogods, le deuxième groupement est distant d'une vingtaine de kilomètres de celui des Nefza et constitué par des pointements de taille beaucoup plus réduite.

Au total, l'ensemble de tous ces pointements s'aligne sur un axe de 40 km, aucun de ces pointements ne d'écartant de plus de deux km de l'axe principal.

2. Géologiquement :

N. CRAMPON, dans sa thèse d'état (1971) "Etude géologique de la bordure des Mogods, du pays de Bizerte et du Nord des Hédil", décrit en détail la situation géologique de ces deux groupes volcaniques, et fait de ceux-ci une étude pétrologique.

F. MAUDUIT dans un travail en cours, (à paraître), étudie la magmatologie de ces séries.

Nous reprendrons donc ici quelques traits de leurs travaux respectifs, afin de situer l'intérêt des mesures géochronologiques.

- Environnement géologique.

Les pointements des Nefza recoupent, au sein de la zone de Kroumirie Mogods, des formations d'âge oligocène.

Les structures SW-NE semblent favoriser la mise en place : ainsi le synclinal burdigalien à pontien de Rhoumd er Roumel - Mokta el Hadid accueille le dôme-coulée d'Aïn ed Deflaïa et le sill de Sidi Hassène.

Les pointements des Mogods repercent les grès et les argiles oligocènes, ce groupement se trouvant situé sur la bordure est du flysch numidien.

- Description des pointements

Au sein de la région des Nefza, il est possible de distinguer des roches acides et des roches basiques. Les roches "acides" consistent en des laves mises en place en "dôme-coulée" ou en dôme, ou en des formations pyroclastiques ou épiclastiques.

Les roches "basiques" affleurent en un seul sill long de 8 km, situé au coeur du synclinal de Rhoumd er Roumel. L'échantillon "MA 135" y a été prélevé.

Les trois autres échantillons proviennent de dômes :

Le dôme principal est celui du Ragoubet es Saïd. Il s'agit d'un bombement elliptique (1100m x 1000m), au coeur d'un ancien diapir triasique, circonscrit par une ceinture de mylonite minéralisée en fer et exploitée. Un dôme rhyodacitique et un dôme granodioritique se sont mis en place dans ce bombement. (F. MAUDUIT 1976).

Un échantillon de la "granodiorite" "MA 3" a été prélevé.

Au nord-est de cette structure,affleure le dôme coulée du Djebel Haddada. (éch. "MA 18"). Le dôme coulée d'Aïn ed Deflaïa est situé en position médiane par rapport à l'allongement du sill basaltique de Rhoumd er Roumel. L'échantillon"MA 43" a été prélevé au niveau du dôme.

3. Résultats d'âge radiométrique : Tableau 25

Les premières manifestations magmatiques remontent à 12,9 MA (granodiorite MA 43), 12,3 MA, âge de la rhyodacite à cordiérite d'Aïn ed Deflaïa. L'âge de 12,9 MA doit être considéré avec une certaine prudence, en raison de l'état de très grande transformation (métasomatose ?) de la roche. Ainsi, cette granodiorite possède un chimisme de granite alcalin, du à sa grande richesse en Na_2O (influence de l'encaissant triasique du diapir salifère). L'âge de cette granodiorite pourrait donc être contemporain de celui des intrusions de la Galite (14 à 13,5 MA).

D'autres manifestations acides sont plus tardives : dacitoïde

du Dj. Haddada 8,2 MA, accompagné par des basaltes contenant des enclaves de rhyodacite à 8,4 MA. Ces résultats se recoupent dans leurs limites de variation significative. (tableau 25).

Ces résultats sont en accord avec les données stratigraphiques et les données géochronométriques d'auteurs : G. GLAÇON et H. ROUVIER (1972). Ces dernières données montrent que l'activité basaltique finale dans les Nefza est contemporaine de celle des Mogods, datée à 6,9, 6,1 MA par G.P. BAGDASARJAN.(1972).

E. LE VOLCANISME SARDE.

1. La téphrostratigraphie néogène sarde.

Les trois séries andésitiques mises en évidence en Sardaigne nord-occidentale,dans le Logudoro et le Bosano,possèdent des caractères propres.

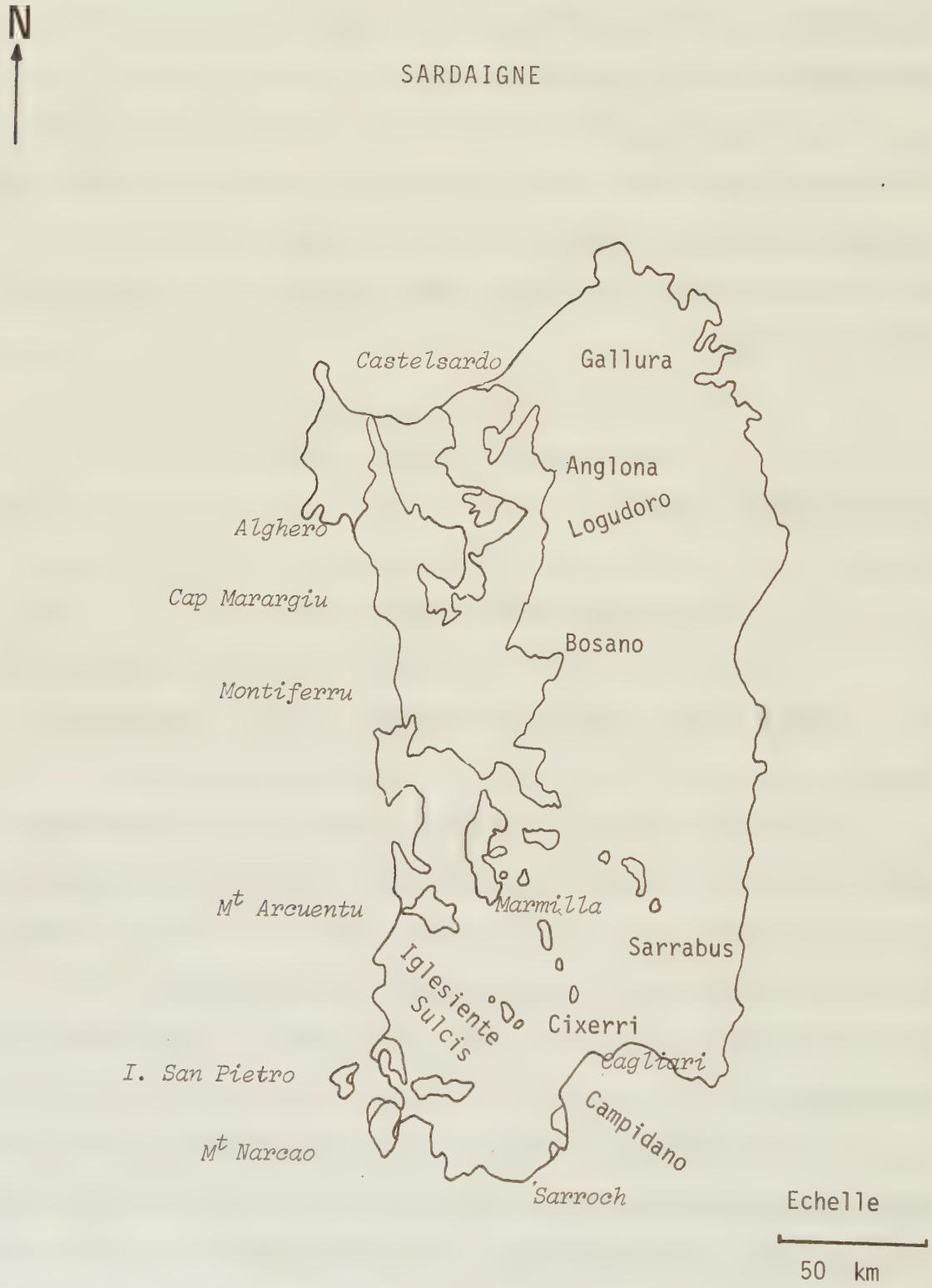
Dans la série SA_1, les andésites sensu-stricto affleurent au Cap Mariargu (échantillons 1862 et 1453). Ces échantillons prélevés pour la datation, toutefois,ne représentent pas la base du massif. En effet, les premières manifestations qui reposent sur le socle paléozoïque sont très hydrothermalisées et de ce fait n'ont pu être datées, ni valablement étudiées pétrographiquement.

Il est important de noter la très grande abondance de basaltes alumineux sous-saturés ou saturés au sein de la série SA_1 (éch. 1864). Des filons dacitiques recoupent toute la série andésitique, et sont donc postérieurs de ce fait aux andésites datées.

La série SA_2 - A l'est de Romana, le mont Tiloromo présente des laves andésitiques à dacitiques, à ortho et clinopyroxène (éch. 940).

Au mont Pedru (ech. 1129), les andésites recouvrent les ignimbri-

FIGURE 20



Les affleurements
de volcanisme calco-alcalin
et alcalin

tes. Ces andésites sont à deux pyroxènes.

A la Pointe Tripides, un filon d'andésite (éch. 1444) recoupe les ignimbrites de la pointe (éch. 1450). Ce filon est bipartite puisqu'il est composé à la base d'une brèche à éléments de basalte alumineux porphyrique de la série SA_1 et d'éléments d'ignimbrites.

La série ignimbrite SI_2 est représentée par les échantillons 795, 86 et 1473, de nature dacitique ou rhyodacitique.

Enfin la série andésitique, terminale SA_3 a été échantillonnée au Mont Mundigu et au Mont Larenta.

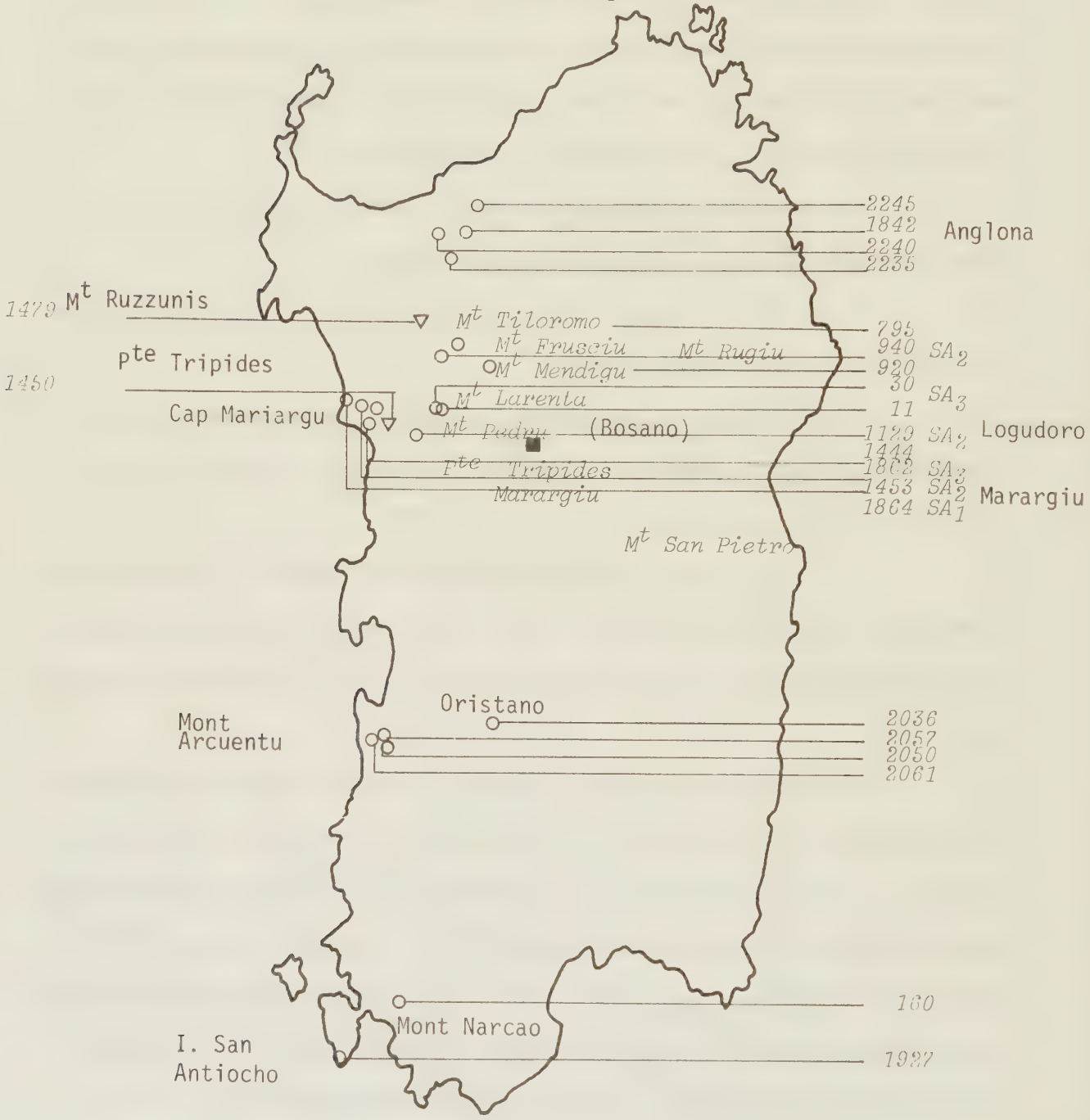
La succession de ces cycles a été mise en évidence sur le terrain, par DERIU (1959, 1962, 1964). L'étude chronologique a été faite sur les échantillons prélevés par C. COULON et A. DEMANT.

La coupe synthétique présentée dans la figure 22, traverse les formations du Bosano où les séries inférieures SA_1, SI_1 affleurent bien, et les séries du Logudoro, qui représentent bien les formations supérieures SA_2 et SA_3.

Les dernières émissions andésitiques de la série SA_3 précèdent la transgression, "Helvétienne", marine, (voir discussion à la fin de ce chapitre, rapport entre chronologie stratigraphique et âges radiométriques). Dans le fossé de Campidano, les sondages faits tant à Oristano au NW du fossé, qu'à Campidano, au NW de Cagliari, révèlent l'épaisseur importante de volcanisme accumulé, 500 mètres dans le puits Oristano 2, 300 mètres dans le puits Campidano 1. L'activité y est ante-aquitanienne (d'après la chronologie stratigraphique). (Figure 22). A l'affleurement, l'échantillon 2036 a été prélevé à Oristano, le Mont Arcuentu ayant fourni les échantillons 2057, 2050 et 2061, (zone N W du fossé du Campidano). (figure 21). Au SW du fossé, les formations andésitiques de base ont été échantillonnées dans l'île San Antiocho (1927) et au Mont Narcao (160). Sur un plan très général, on retiendra la répartition du volcanisme selon un axe nord-sud,

FIGURE 21

Echantillonnage calco-alcalin et alcalin daté en Sardaigne



Echelle : 0 — 50 — 50 km

légende : ○ calco alcalin ▽ acide : rhyolitique ■ alcalin

COUPES SYNTHETIQUES DU VOLCANISME SARDE

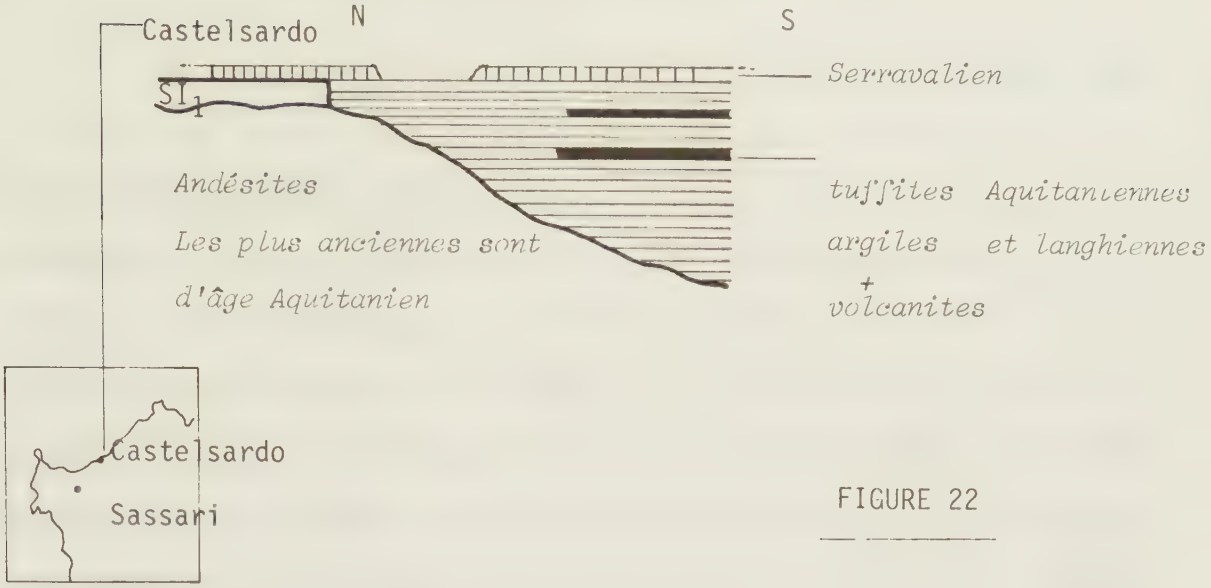
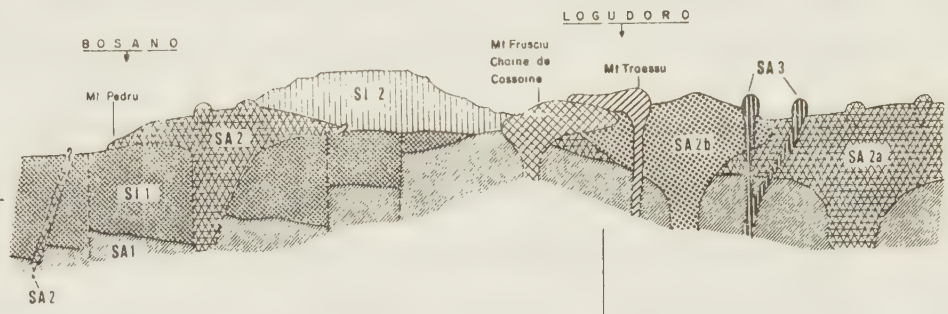
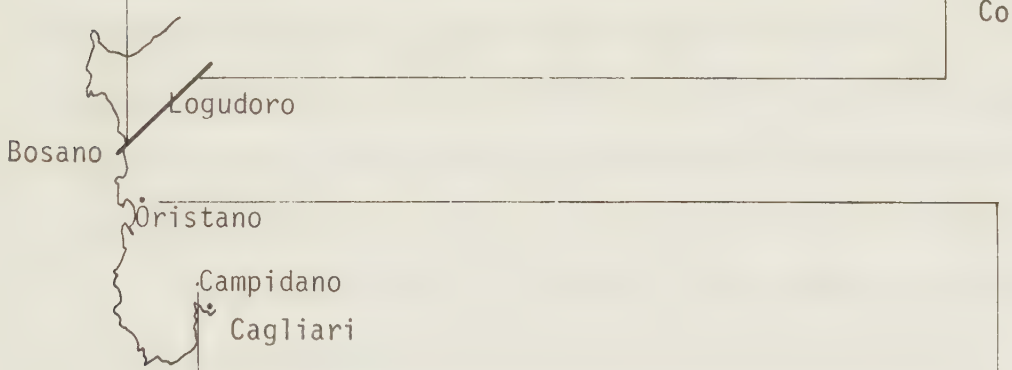
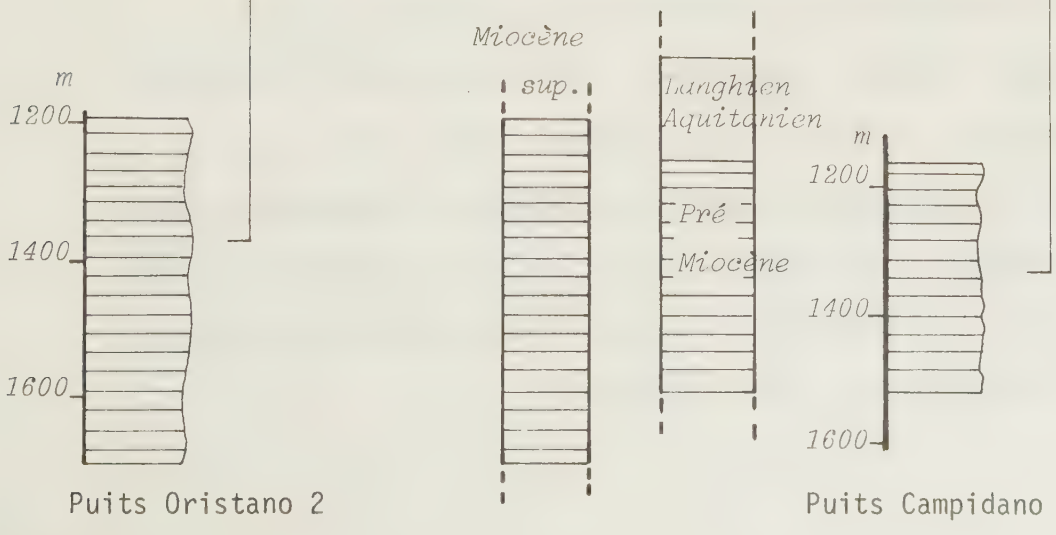


FIGURE 22



Coupe dans C. COULON, A. DEMANT H. BELLON 1974.





Puits Oristano 2

Puits Campidano 1

(dans Encyclopedia del Petrolio e del Gas Naturale).

sur la bordure occidentale sarde.

2. Conclusions tirées à partir des âges radiométriques (tableau 27)

Le volcanisme est plus ancien au Sud qu'au nord de la Sardaigne. (Laves du Mont Narcao datées à 28,5 M.A.). Cet âge de 28,5 MA est compatible avec ceux déterminés par C. SAVELLI (1975) sur les premières volcanites de la Vallée du Cixerri, à l'ouest du golfe de Cagliari. Au nord-ouest les émissions calcoalcalines les plus anciennes n'ont pu être datées en raison de leur état d'altération. La base datée radiométriquement est donc vraisemblablement trop jeune. Dans cette région, le socle non observable directement, est constitué par des schistes paléozoïques, observables en enclaves dans les brèches volcaniques basales. Les émissions ignimbritiques se manifestent entre (l'âge de SI_1 serait trop jeune puisque recouvert par les andésites du Mont-Pedru 17,4 MA) 17,5 $\pm$ 0,4 MA et 16,3 $\pm$ 0,2 MA. Les dernières manifestations calcoalines au nord-ouest sont datées à 13,3 + 0,2 MA. En Sardaigne méridionale, les dernières émissions calcoalcalines sous forme de brèches et pillow-lavas sont donc marines, correspondant au début de la transgression "helvétienne" dans la région du Mont Arci. Elles sont datées entre 15,8 et 14,7 MA (DI PAOLA et al - 1975). On peut donc se demander si l'âge de 13,3 MA ne serait pas trop jeune (voir la discussion datations radiométriques-chronologie stratigraphique), ce volcanisme étant antérieur à la transgression.

On doit signaler à San Pietro l'existence de rhyolites hyperalcalines (comendites) datées à 15 MA (ARAÑA et al - 1975).

Enfin l'ensemble des datations effectuées en Sardaigne septentrionale, correspond à un échantillonnage fait sur un thème magmatique et non chronométrique. L'absence de termes plus anciens que 18,9 MA et plus récents que 17,2 MA est donc artificielle.

Le cycle alcalin en Sardaigne a été considéré comme d'âge post-tortonien. Les données géochronologiques permettent de préciser son âge plio-quaternaire. Dans le Logudoro, deux séries étaient distinguées :

. la série SB1, basaltique (échantillon 1524 de la Campeda) en épanchements tabulaires érodés.

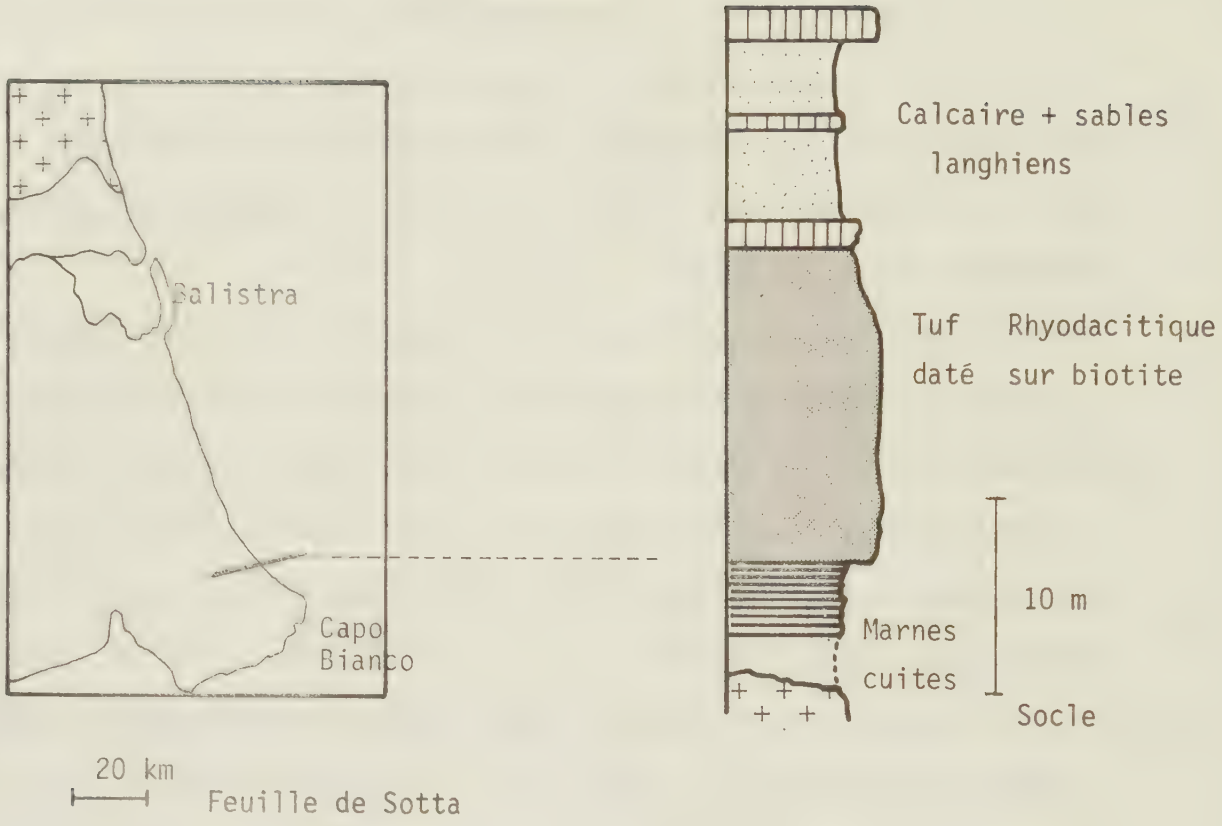
. la série SB2, basaltique, sous forme de cônes scorriacés alimentant de petites coulées qui ont comblé des vallées anciennes creusées dans SB1 (échantillon 371 du Mont San Pietro). La différence des âges radiométriques obtenus est faible, 2,5 MA pour SB1, 2,3 MA pour SB2. L'âge de 2,3 MA est trop ancien semble-t-il pour refléter l'âge réel de la série SB2 (COULON et Al - 1974).

D'autre part, ces volcanismes peuvent être différenciés comme en témoigne la présence d'un dôme phonolitique au Montiferru à 2,8 MA, postérieur aux coulées de basanites datées à 3,9 MA (FIBBI - 1970) ou les trachytes datés à 2,6 MA au Mont-Arci. Là d'ailleurs, l'association volcanique y est très complexe dans le détail, puisque selon di PAOLA et al (1975) il coexiste une association "basalte à olivine- trachytealcalin" (3,6 - 3,3 MA 2,6 MA) avec une association "basalte à olivine et hypersthène et rhyolite alcalin (3,6 à 3,3 MA).

Dans le Campidano nord-oriental, des émissions de basalte à Cuccurada ont été datées à 3,7 $\pm$ 0,25 MA (SAVELLI 1975).

F. En Corse (Figure 23), l'âge de 17,8 $\pm$ 1,5 MA du tuf rhyodacitique (tableau 29) montre que celui-ci est contemporain des formations de même nature que celle des séries SI_1 et SI_2 sardes. Si ce tuf provient de Sardaigne, cela constitue un argument de faible poids pour contredire un éventuel découplage entre ces deux îles, au cours de la rotation sarde, à cette époque.

FIGURE 23

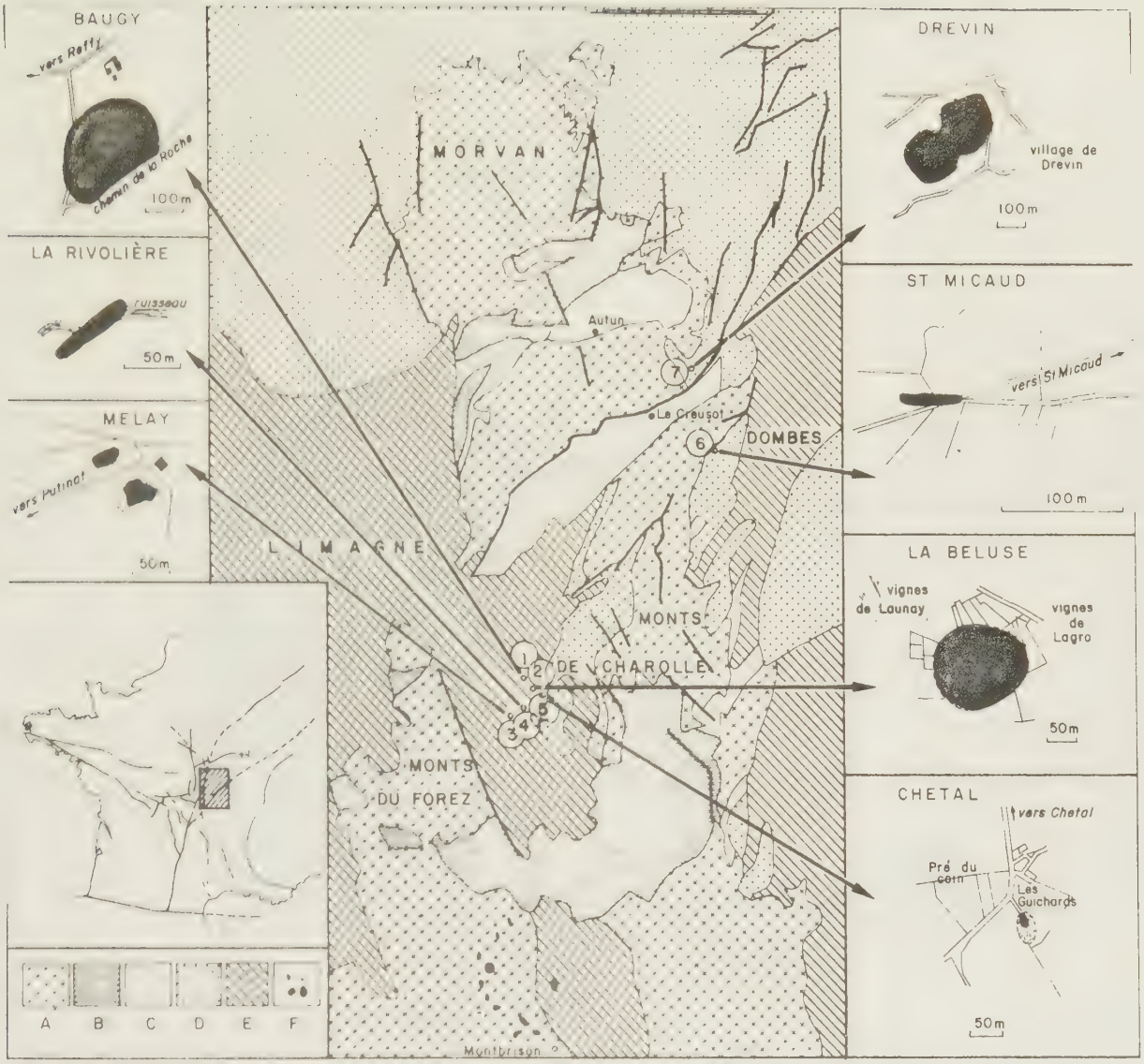


Coupe de Balistra

d'après F. ORSZAG, 1976

CORSE

FIGURE 24 A



Geological map with detailed location of level points in various regions.
A = granites, *B* = Devonian and Carboniferous volcanic tufs, *C* = Permian, *D* = secondary formations, *E* = Oligocene sediments, *F* = Tertiary volcanism.

D'après H. BELLON et al. 1974.

Volcanisme du Charollais

FIGURE 24 B

Volcanisme du Forez

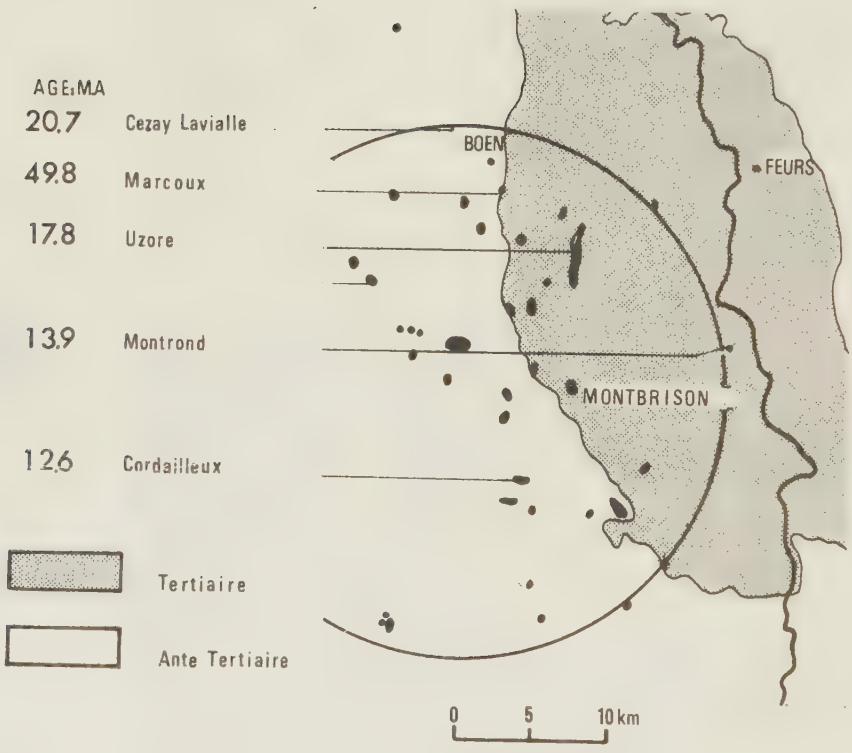
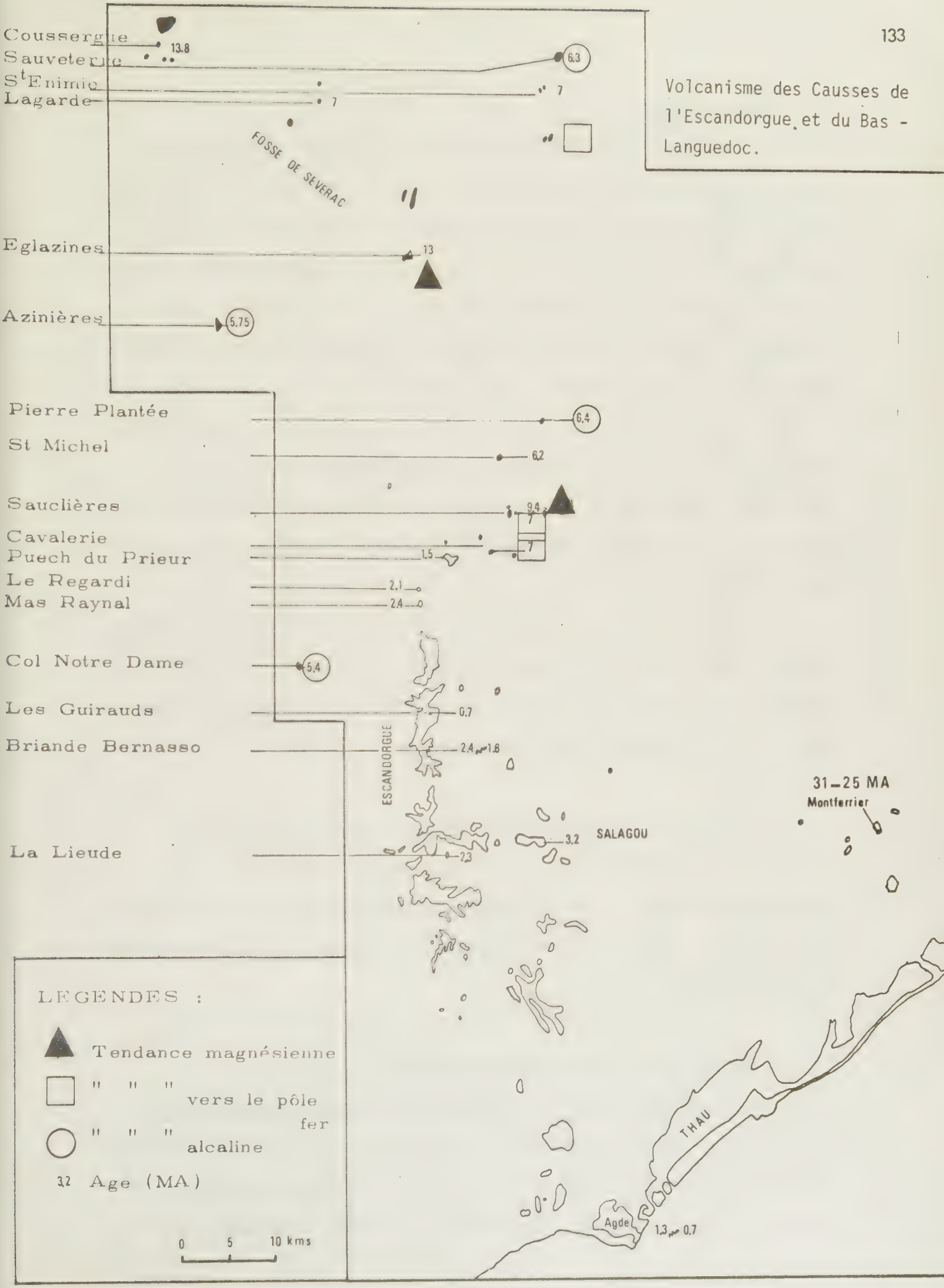


FIGURE 25

Volcanisme des Causses de l'Escandorgue et du Bas - Languedoc.



G. En France

Les figures 24 (Charollais et Forez), 25 (Volcanisme des Causses de l'Escandorgue et du Bas-Languedoc) donnent la répartition et l'âge des pointements de nature alcaline. Un commentaire du spectre d'âges obtenu est fait au chapitre VII (Tableau 31). Les pointements du Forez sont étudiés en détail dans J. HERNANDEZ (1971) et ceux du Charollais dans H. BELLON et Al (1974) . Le volcanisme de Villeneuve-Loubet - Biot a été daté à 26 MA (BELLON, BROUSSE - 1971) - (Tableau 30). Sa nature calcoalcaline est nette. Il s'agit de pointements andésitiques et de cinérites associées. Certains affleurements de cinérites ont donné des âges plus récents jusqu'à 21 MA (BAUBRON 1974). D'autre part, la filiation géochimique de ce volcanisme et des estérallites datées par BAUBRON (1974) entre 33 et 26 MA est très nette.

Ce volcanisme est contemporain de celui qui accidente la région au nord de Montpellier. (Tableau 31) et qui est daté entre 31,6 et 24,7 MA, mais qui est de nature alcaline et que j'ai relié au jeu du rift européen, et à l'ouverture du bassin provençal.

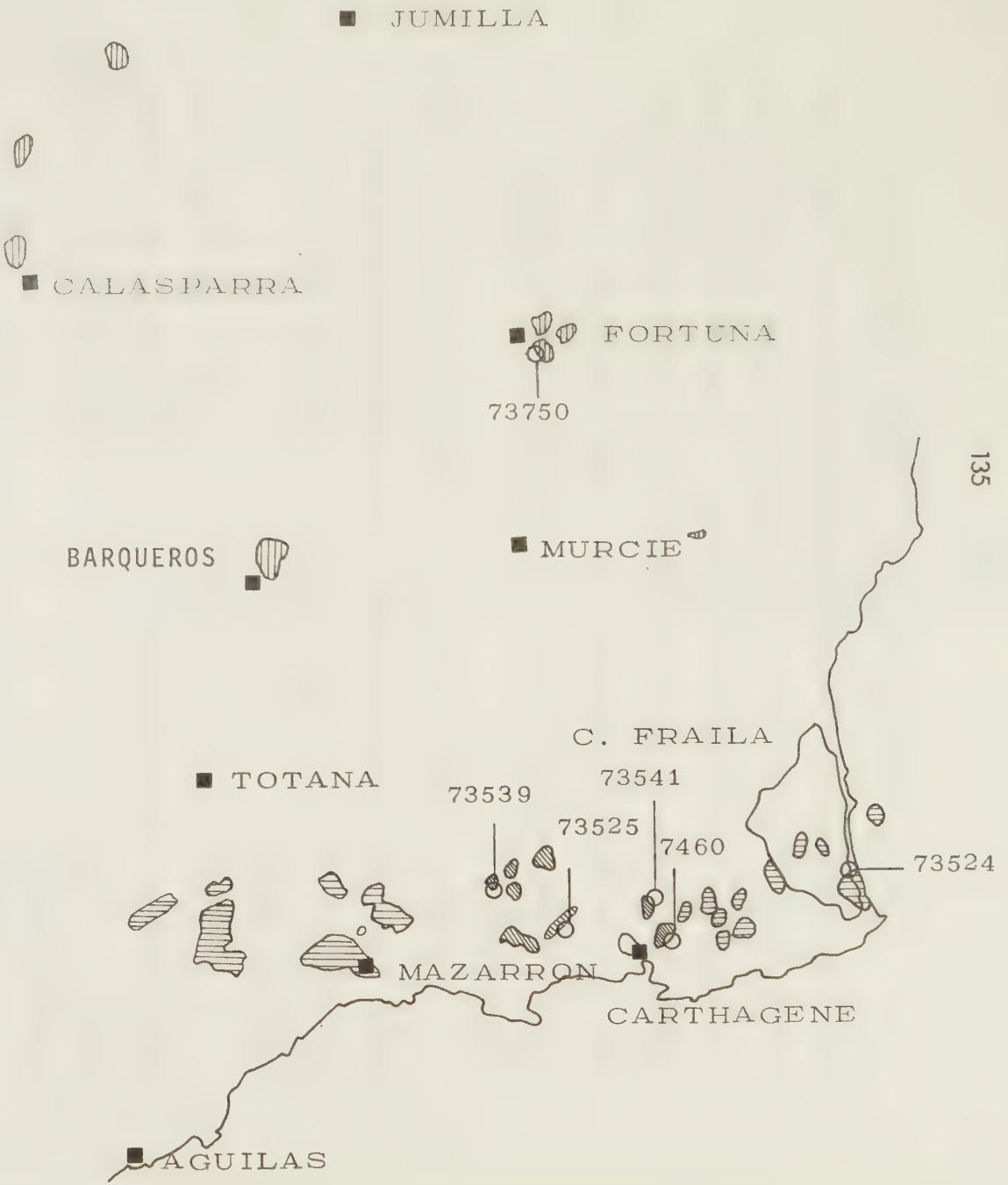
H. En Espagne (carte générale d'échantillonnage - figure 26)

Le volcanisme néogène se situe dans la partie orientale des Cordillères bétiques. De très nombreuses études analytiques ont été consacrées aux laves. Mais peu d'études précisant l'âge de ce volcanisme avaient été faites jusque-là.

1. Position stratigraphique régionale du volcanisme

a - Le Cabo de Gata et la dépression nord-occidentale de Nijar

Les reliefs volcaniques du Cabo de Gata se situent au sud-est du Campode Nijar, vaste dépression où les dépôts sédimentaires néogènes atteignent au moins 600 mètres d'épaisseur. Le passage du Miocène supérieur au Pliocène est continu.


JUMILLA
CALASPARRA
FORTUNA
73750
BARQUEROS
MURCIE
C. FRAILA
TOTANA
73539
73541
73525
7460
73524
MAZARRON
CARTHAGENE
AGUILAS

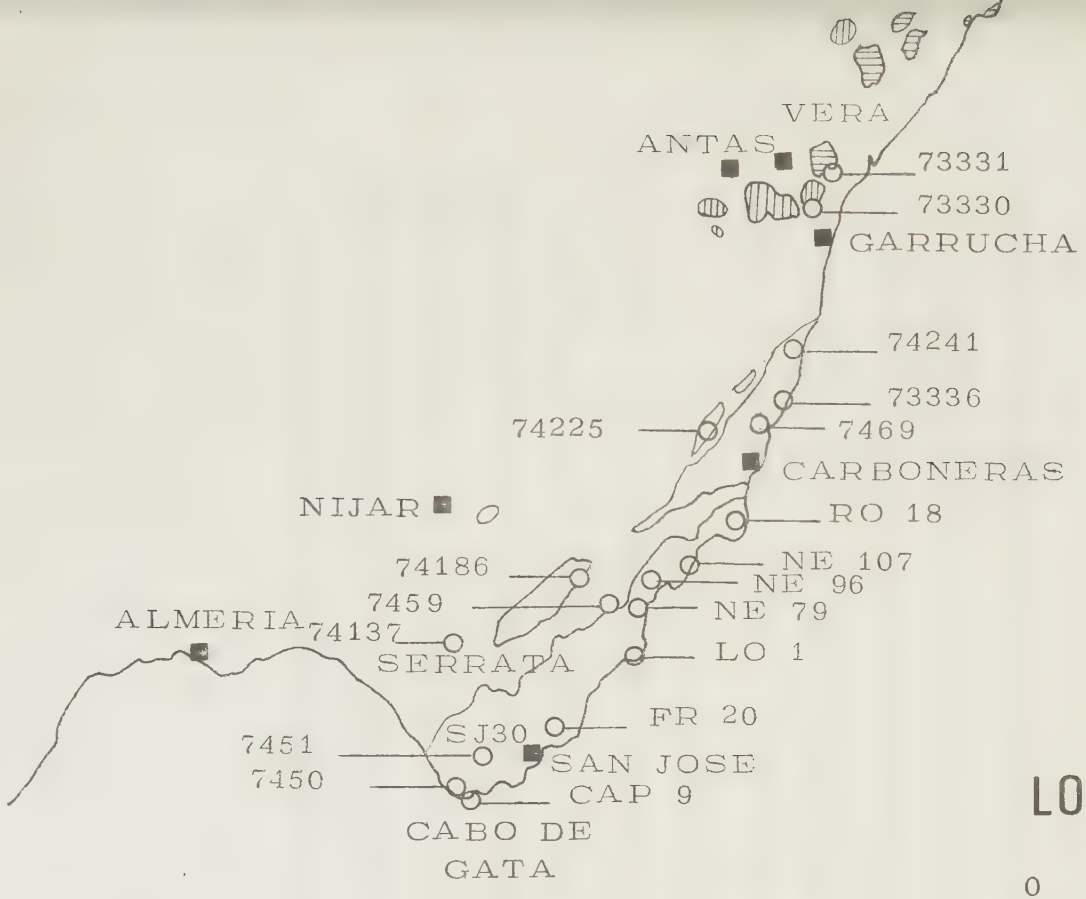
La bande étroite du horst de la Serrata (échantillon 75 137) est bordée sur ses vingt kilomètres par des accidents N-E - SW que l'on retrouve au nord de Carboneras. Le volcanisme est associé au Miocène ancien puisque les tufs blancs "de la Serrata" - (Echantillon 74-54) sont situés immédiatement au-dessus des marnes grises à Globigerina bisphaericus et Preorbulina, attribuables, de ce fait, au Langhien. Ces tufs et les brèches volcaniques qui les accompagnent ont été tectonisés postérieurement.

Dans la région située entre Nijar et San José, une coupe faite dans le horst de la Serrata montre au coeur d'un bombement anticlinal des brèches volcaniques passant à des marnes du Miocène supérieur à Globorotalia humerosa.

En conclusion, il semble donc que l'on puisse distinguer sur la base de la strat graphie une éruption volcanique ancienne d'âge langhien supérieur, d'une éruption volcanique d'âge tortonien qui recouvre la topographie précédente.

Le massif volcanique du Cabo de Gata a une quanrantaine de kilomètres de longueur. Il est difficile de définir les relations stratigraphiques entre les formations sédimentaires et les formations volcaniques. La base sédimentaire du volcanisme du Cabo de Gata est d'âge imprécis. Par contre, le sommet des formations volcaniques est recouvert dans la région de Las Negras (au N-E de Rodalquilar) par des calcaires récifaux, à Porites, du Miocène terminal (figure 27).

L'échantillonnage dans ce secteur dû à C. MONTENAT et D. MOLIN permet d'établir une coupe du massif, selon son allongement du SW vers le N E. Il tient compte, d'autre part, de la variété pétrologique du massif. On doit noter la présence d'un épisode tectonique qui se situe entre les formations volcaniques langhiennes et serravaliennes et celles du Mio-



ESPAGNE DU S.E.

LOCALISATION DES ECHANTILLONS DATES

0 10 km

■ Localité

○ Localisation de l'échantillon daté

Volcanisme du Cap de Gate et de Carboneras

Volcanisme contenant des xénolites

Volcanisme hyperpotassique

Volcanisme basaltique

FIGURE 26

cène supérieur. Cet épisode, la phase orogénique ante-Tortonien a affecté tout l'ensemble des Cordillères bétiques. Les mouvements tangentiels sont le plus souvent dirigés vers le domaine externe. D'autre part, elle précède l'installation des bassins du Miocène Supérieur dont certains sont marqués par le volcanisme, tels au N E du horst de la Serrata, la région de Carbonerasexpose largement des formations volcaniques. La stratigraphie des terrains sédimentaires néogènes difficile à établir, en raison des multiples bouleversements liés au rejeu des accidents décrochants NE-SW montre la présence de Miocène ancien et de Miocène supérieur.

Le Miocène ancien recèle des Préorbulines : il est donc langhien. Au NW de Carboneras, au rambla del Cajon, cinq coulées de 5 à 20 mètres d'épaisseur sont intercalées dans les marnes et représentées dans ce travail par les échantillons,73-336 prélevé au nord de Carboneras et 74-225,à l'ouest de Carboneras.

L'échantillon prélevé au nord est situé dans une des bandes étroites de terrain miocène écrasé par le rejeu d'accident NE-SW (figure 27). Ces accidents auraient joué au serravalien terminal, puisque certaines formations serravaliennes sont concernées alors que les formations plus récentes ne le sont pas. Le volcanisme est langhien à sa base, et pourrait être serravalien pour sa partie terminale.

Le Miocène terminal au nord et au sud (Garrucha) de Carboneras est constitué par des marnes grises à microfaune du Tortonien supérieur dans lesquelles existent d'importantes intercalations volcaniques. En bord de mer, il apparaît très nettement une discordance entre les deux épisodes volcaniques,ancien et plus récent. Les échantillons 74-241 et 74-68 représentent ce deuxième épisode postérieur au serravalien et antérieur au Messinien.

b. Les roches à xénolites

Mention doit être faite du volcanisme à cordiérite et grenat qui affleure d'Alméria à Cartagène, en arrière du volcanisme précédemment décrit. En raison des "xénolites" renfermés, les essais de datation sont infructueux pour l'instant, devant être faits exclusivement sur phases minérales de lave. Les brèches de même nature, sédimentées en milieu marin peu profond sont datées du Miocène terminal (Tortonien à Messinien) par microfaune.

c. Le magmatisme lamproïtique

Ces roches aux noms divers, calqués sur le nom du lieu de gisement, (Vérites, Jumillites, Fortunites) sont en affleurements dispersés à l'ouest et au nord-ouest de Murcie ou au niveau de Nijar, à Vera. Ces derniers ont divers habitus - filons, subcirculaires comme à Fortuna (échantillon 73-750) (Cabecitos negros)intrusifs dans le Messinien (C. MONTENAT 1973) - coulées issues d'un appareil, comme à Vera (Cabezzo Maria) - (Echantillons 73-330 - 331) et mises en place sous l'eau à la fin du Messinien, selon H. VÖLK (1966), à Barqueros ce sont également des coulées interstratifiées dans des sédiments marins (C. MONTENAT 1973, C. MONTENAT et al 1975).

d Le volcanisme alcalin dans la région de Cartagène

Ce volcanisme est post-Miocène. Il a été étudié à l'est et à l'ouest de Cartagène : à l'est, à la Viuda, le basalte contient un peu de quartz en xénolites et recouvre une surface d'érosion aménagée dans le Miocène supérieur (échantillon 74-60); à l'ouest à Tallante et Venta del Lirioles basanites renferment des nodules de péridotites (M-J. PAVILLON 1972). A Venta del Lirio, les coulées sont intercalées dans des formations quaternaires.

e. Le volcanisme de Ciudad Real - (figure 29)

Il se situe dans la partie nord-orientale de la Sierra Morena. Appelé volcanisme du Campo de Calatrava (origine des analyses chimiques publiées sur ce volcanisme dans J-M. FUSTER 1952), il regroupe des pointements de petite taille, de nature basanitique à limburgitique. Deux échantillons ont été étudiés, provenant de Diogenes et Cabezza Rubias, prélevés dans des coulées de 3,5 m. à 4,5 m. de puissance (P. ARBIN 1975). Le volcanisme du Campo de Calatrava serait biphasé selon E. MOLINA-BALLESTEROS (1974); cette proposition est tirée d'arguments stratigraphiques.

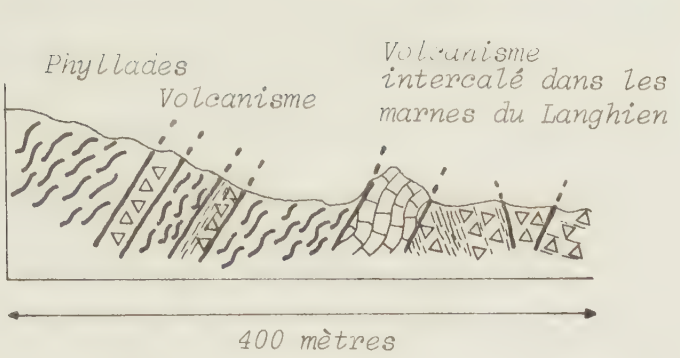
f. Le volcanisme de Catalogne - (Figure 28)

Il a déjà fait l'objet d'une étude géochronologique détaillée dans le cadre de la thèse de B. DONVILLE (1973). Une étude pétrographique récente a été consacrée aux "basaltes" de la province de Gérone (J. TOURNON 1969). Nous reprendrons donc les grands faits mis en évidence. Le volcanisme est lié au rejeu de fractures anciennes qui affectent le socle paléozoïque de horsts et grabens (Seuil de MASSANET, Graben de la Selva). Les éruptions s'étalent entre 10 MA et les temps subactuels. Les seuls produits différenciés connus au sein de la série alcaline sont constitués par deux trachytes (à Villacolum).

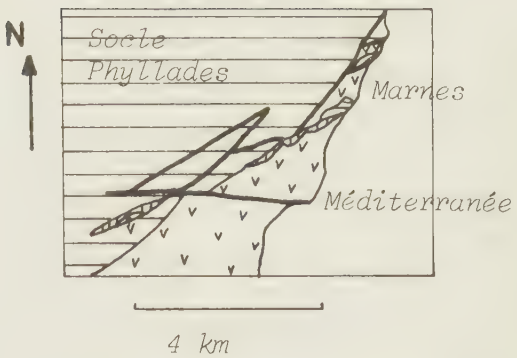
2. Les données de la chronologie

L'âge des formations de base du Massif du Cap de Gate est imprécis. Toutefois,il est possible de détecter des émissions volcaniques plissées au moment de la phase orogénique qui précède le Tortonien. Celles-ci sont difficiles à dater en raison du grand état d'altération des échantillons, état lié,soit à un hydrothermalisme postérieur à la mise en place , soit à l'oblitération tectonique . Il convient de rapporter les très fortes teneurs en K_2O (9,97%) enregistrées dans la brèche andésitique à amphiboles (échantillon 74-51) datée à 13,5 $\pm$ 1 MA, à un mécanisme d'hydrothermalisme

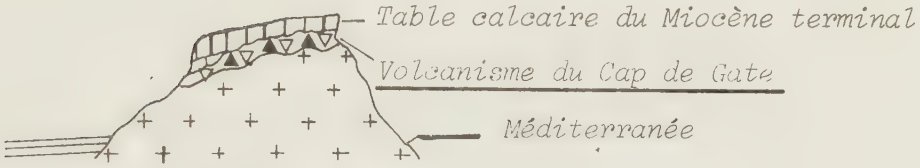
FIGURE 27



Volcanisme ante-tortonien de Carboneras



Zone au nord de Carboneras



Coupes et cartes d'après C. MONTENAT 1975

FIGURE 28

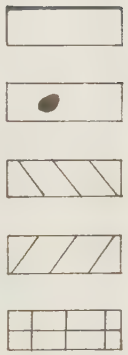
Carte modifiée d'après B. DONVILLE (1973).

Volcanisme de Catalogne

0 10 km

FIGURE 29

Le volcanisme de Ciudad Real - Espagne-



quaternaire

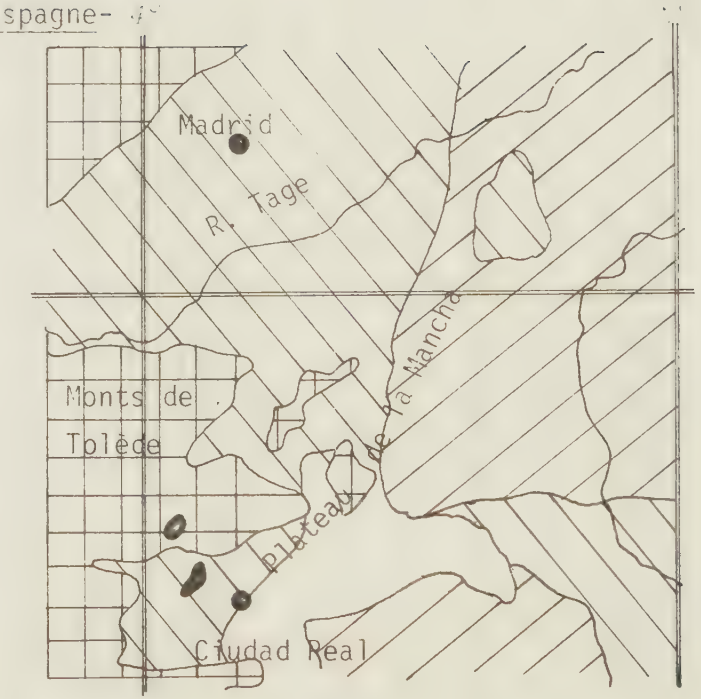
Volcanisme

Miocène
Oligocène
+ chaîne ibérique

Socle hercynien

Modifié d'après la Carte
IFP. CNEXO

1 : 2500 000



révélé par la séricitisation intense de feldspaths qui enrichirait la brèche en K_2O. Cet âge de 13,5 MA est donc selon toute vraisemblance un âge minimum, c'est-à-dire que le moment de la cristallisation (correspondant à une teneur de potassium incluse dans la brèche plus faible que celle mesurée) est masqué par la période d'altération (qui correspond à un très gros apport de potassium). L'âge est donc mixte, puisque le chronomètre K-Ar a été partiellement perturbé par l'apport partiel de potassium, dans mon interprétation. De ce fait, il me semble que l'on puisse rapprocher cet âge de celui obtenu sur des andésites du Cap de Gate par J-M. GARZON au Laboratoire d'Orsay en 1972 : 15 MA (âge repris dans R. BROUSSE et C. DELARUE 1974). Ces manifestations ont été précédées par des émissions de tufs pyroclastiques de composition rhyolitique dont on retrouve la trace dans des sédiments burdigaliens de la zone des flyschs de Colmenar au nord-est de Malaga (P. CHAUVE et al 1973). La microfaune contenue à la base de ces tufs est burdigalien inférieur (Globigerinoïdes Trilobus, G.immaturus - Détermination J. MAGNE). Ces tufs mélangés à une matrice sédimentaire ont été isolés après destruction aux acides (acide acétique) des carbonates, par M. RIVIERE (Orsay). Leur datation leur confère un âge de 18,5 MA (Echantillon MR 948). Signalons que des tufs semblables sont connus dans la province d'Almeria, mais les centres d'émission n'ont pas été localisés, leur dépôt étant semble-t-il d'origine aérienne.

Enfin, on peut raccorder probablement ces émissions aux venues de granophyres dont il demeure des témoins sous forme de galets, dans le horst de la Serrata. Ces galets provenant du démantèlement d'intrusions précoces, de composition dactitique ont un âge de 17,5 $\pm$ 1,5 MA.

Cet âge est en accord avec les propositions de H-P. ZECK et H. SOEDINO (1970) qui considèrent que les roches sédimentaires surmontant les volcanites sont tortoniennes.

A cette activité, probablement généralisée sur l'ensemble du massif, ante tectonique fini-serravalienne, succède une activité dont les produits mieux connus, moins altérés, semblent plus diversifiés, puisque l'échantillonnage daté regroupe des basaltes alumineux saturés des andésites à amphibole et à ortho et clinopyroxène , des rhyodacites et des rhyolites en filons(sous le phare du Cap de Gate).

Les âges obtenus sont compris dans l'intervalle 12,6 MA à 7,9 MA, ce qui démontre que la période d'activité est tortonienne, mais ce prolonge jusqu'au début du Messinien.

Il est difficile d'établir à partir de ces résultats une succession pétrologique à l'échelle de ce massif. Toutefois, on remarquera l'apparition tardive de rhyolites (échantillon CAP 9) âge 10,9 $\pm$ 0,5 MA au sein du cortège andésitique, mais postérieure aux basaltes alumineux saturés FR 20 et S J 30datés respectivement à 12,2 $\pm$ 0,5 MA et 11,6 $\pm$ 0,5 MA qui semblent représenter les premiers termes de cet épisode post-serravalien.

Au nord-est de ce massif, la région de Carboneras montre les deux épisodes volcaniques discordants.

Le premier débute au Langhien comme le montre la microfaune recelée dans les niveaux marneux associés au volcanisme et le confirme l'âge de 15,5 MA $\pm$ 2,0 obtenu pour l'échantillon 73-336 à la Rambla de Granadilla Carboneras. L'âge le plus récent,obtenu sur ce volcanisme plissé est de 12,2 MA $\pm$ 0,5 (échantillon 74-225 Rambla del Cajor au N-W de Carboneras),

alors que le volcanisme non plissé lors de la phase tectonique, puisqu'il lui est postérieur, est daté à 10,2 MA ± 0,5 (échantillon 74.241 - San Garrucha) et 8,8 MA ± 0,5 (échantillon 74.68, andésite à grosses amphiboles au nord de Carboneras).

L'âge des lamproïtes déterminé sur les gisements de Vera et de Fortuna les situe entre 10,8 et 6 MA ; cet âge radiométrique récent est en accord avec ceux déterminés par C. MONTENAT et al (1976), sur les lamproïtes de Barqueros (7 à 6,2 MA).

Toutefois à Vera, l'âge des vérites semble trop ancien (10,8 MA). Une analyse sur tri de minéraux serait nécessaire.

Pour le volcanisme à enclaves, les résultats sont douteux en raison, notamment, de l'apport éventuel d'argon 40 radiogénique lié aux enclaves de socle des Nevado-Filabrides, ramonées par le volcanisme. Ainsi, l'échantillon 73.530 (Los Ruices) qui est une dacite à biotite et grenat donne un âge de 12,8 MA qui semble trop vieux, vis à vis de l'âge stratigraphique qu'on pourrait lui assigner, d'après des relations indirectes.

L'échantillon de Manga (72.524) daté à 11,2 MA n'est pas repéré stratigraphiquement. Ceci n'autorise donc pas un éventuel contrôle. Toutefois, si cet âge avait une valeur sûre, cela signifierait que le volcanisme tortonien n'est pas cantonné uniquement dans la région du Cabo de Gata - Carboneras. L'âge obtenu sur l'andésite 73.541 du Cabezzo Fraila est en bon accord avec l'âge de la sédimentation environnante.

Les manifestations alcalines sont donc tardives par rapport au volcanisme calcoalcalin. D'autre part, les datations obtenues sur trois pointements différents de la région de Cartagène sont très groupées (2,8 à 2,6 MA), montrant ainsi la brièveté de cet épisode. Il est intéressant de comparer cet âge à celui obtenu sur les formations alcalines du Gourougou.

Dans la province de Ciudad Real, E. MOLINA-BALLESTEROS (1974) envisage un volcanisme miocène, un volcanisme pliocène, et un volcanisme pléistocène. Les datations obtenues ne confirment à l'heure actuelle que l'existence d'un volcanisme pliocène, 4,3 à 3,1 MA. Mais l'échantillonnage est très insuffisant. Dans le contexte géologique d'un vieux socle, il ne serait pas étonnant de voir plusieurs épisodes volcaniques en liaison avec le rejeu d'accidents anciens. (exemple en France, de la province du Forez et des laves du Sillon Houiller).

II. RECAPITULATION CHRONOLOGIQUE

Dans les tableaux 41 à 44, j'ai récapitulé les périodes d'activité magmatique déterminées localement sur les trois marges du bassin méditerranéen. J'ai distingué l'activité de nature calcoalcaline, de l'activité alcaline (Tableau 44).

En guise d'introduction au chapitre V, j'ai reporté les valeurs des teneurs en SiO_2, K_2O, Na_2O, Al_2O_3, et lorsque l'analyse de l'échantillon était totale, la valeur de l'indice de solidification de Kuno :

$$S\ I = 100(MgO + FeO + 0{,}9Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O).$$

Les tableaux 45, 46 et 47 permettent d'établir une comparaison entre les âges radiométriques déterminés dans ce travail et ceux déjà déterminés dans divers travaux par d'autres auteurs, montrant, d'une part l'accord entre âges radiométriques nouveaux, et ceux publiés, d'autre part, les compléments d'informations publiés.

TABLEAU 41

MARGE AFRICAINE

Période d'activité magmatique : 15 - 12 MA
9,6 - 4,6 MA

MAROC

Localisation				Géochimie				
Volcan du Guilliz				SI (Kuno)	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
74190	4,95± 0,25	andésite à olivine	Timezerguine	10,89		2,92		
74137	7,25± 0,4	latite vitreuse	Guilliz el Shir	8,25	62,5	5,00	4,00	15,50
74128	7,25± 0,4	trachyte	Guilliz el Shir	2,05	66,5	5,34	5,71	15,33
74164	7,0 ± 0,5	andésite	Guilliz el Kébir			2,64		
Volcan du Gourougou								
7339	4,6 ± 0,3	B. alcal.	Tiraka	32,29	47,5	1,40	4,13	20,32
71220	4,95± 0,25	lat. àamph	Bou Zareg					
7214	5,3 ± 0,2	andésite	El Koula	21,92	51,7	3,39	2,53	17,46
72130	6,2 ± 0,2	andésite	Tazouda	16,75	55,4	3,62	2,56	17,67
71265	7,1 ± 0,2	rhyodacite	Tidienit	8,36	71,3	5,34	3,42	13,58
7156	7,4 ± 0,2	andésite	Atalayoun	21,18	54,8	3,01	2,61	17,12
71125	7,9 ± 0,2	andésite	Gourougou	17,18	55,2	3,39	2,13	19,49
7397	8,1 ± 0,2	andésite	Amjar	15,18	56,8	3,49	2,71	16,35
7128	9,6 ± 0,4	rhyolite	Trois Fourches	15,41	71,7	3,35	2,76	11,56
Volcan du Ras Tarf								
CD 14c	12,4 ± 0,5	andésite		23,31	53,7	0,70	2,60	19,95
CD 9c	12,2 ± 1,0	andésite						
CD 17c	13,1 ± 0,4	andésite						
CD 15c	15,7 ± 1,2	andésite		21,88	55,3	1,25	2,45	18,75
U 15	6,2 ± 0,3	microdio. à amphib.	Plutonisme de Ouichane		59,2	3,68	3,14	16,00

TABLEAU 41 (suite)

MARGE AFRICAINE

ALGERIE

Localisation				Géochimie				
				SI (Kuno)	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
MAROC								
Oujda								
CD IH	4,8 ± 0,2	B. shoshonitique	Oujda -SW Zekkara	11,45	50,2	3,45	3,91	18,29
Oran Nemours								
3317	7,9 ± 0,4	Basalte	Cap Milonia	36,50	48,72	1,20	3,80	19,50
3535	8,6 ± 0,2	andésite	Mt Sirda		60,44	4,28	2,70	16,88
3196	9,5 ± 0,3	andésite	Mt Sirda			4,5		
2148	9,3 ± 0,2	andésite à amphibole	Sahel			2,62	2,38	
3558	9,3 ± 0,3	andésite à biotite	Figalo		56,43	3,43	3,32	17,19
2539	8,9 ± 0,3	basalte	Moyen Tafna	analyse parti.		1,97	analyse parti	
2162	11,9 ± 0,7	rhyolite	Moyen Tafna	"	"	3,30	"	"
6124	4,8 ± 0,3	B. à ol,cpx, felds. K	Cherchell		48,00	3,09		13,00
Ténès								
6060	8,9 ± 0,0	dacite	Saek Souhalia	8,24	63,00	3,60	3,84	16,50
Menacer								
7086	9,0 ± 0,3	dacite	Sidi Simiane	14,94	62,50	5,12	1,72	14,40
7073A	12,4 ± 0,2	andésite		31,72	58,00	1,45	2,20	15,70
6135	13,1 ± 0,4	andésite		19,83	59,00	2,03	1,92	16,60
8047	15,2 ± 0,4	rhyolite	El Gourine					
8007	15,6 ± 0,4	rhyodacite	El Gourine	0,93	74,00	9,40	0,65	11,40
6054A	9,2 ± 0,5	micromonzonite	Oued Harbil Kourb ou Djaout	35,20	54,40	6,45		
1622	10,9 ± 0,5	monzonite	ex.Dj.Arroud-jaoud	29,48	57,80	6,25		
1522	12,0 ± 0,8	micromonzonite	" "	28,68	65,90	5,80		
7041	15,0 ± 0,5	microgranite	Miliana	5,31	75,50	1,60		

TABLEAU 41 (suite)

MARGE AFRICAINE

Localisation				Géochimie				
Echant.	Age	Pétrographie	Lieu	SI	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
Algérie								
75.72	19,1 ± 1	Tuf rhyolit.						
72.67	15,1 ± 0,6	Basalte tholeiitique	Dellys	41,48	45,97	0,44	1,83	17,74
1134	16,5 ± 0,8	Microgranite monzonitique	Bejaïa Dj.Amjout	11,46	66,00	4,76	4,30	16,00
C9 1	14,5 ± 0,7	Microdiorite à amphibole	Cavallo El Pouana	23,0	59,80	2,19	3,09	15,35
C9 21	15,2 ± 0,8	Microdiorite à amphibole	Stara	22,0	60,20	1,35	3,20	16,20
2443AK	16,2 ± 0,8	Microgranite à biotite	Beni Toufout El Milia	17,0	64,64	3,07	3,08	16,05
749 AK	22, ± 1	Granite à biotite	Beni Toufout Dj Khar Dieb					
RA4006	9,3 ± 0,5	Andésite	Kef Hahouner					
RA5045	10,9 ± 0,5	Trachyte K à oli.et pyr	Kef Hahouner					
73.5	15,7 ± 0,8	Microdiorite à biotite	Cap de fer Cheitabi	27,6	59,32	4,49		
Galite								
72.286	10 ± 1	Microgranite à biot,chlor	Pic de la Garde.Filon		67,93	3,51	2,76	16,61
72.163	14,1 ± 0,6	Microgranodiorite à biot.	Pic de la Garde. Massif		62,28	1,27?	3,19	18,93
7375	13,7 ± 0,7	Microgranite à biot,chlor	Pte des Chiens					
73189	14,2 ± 0,5	Granite à biotite	Pte Mistral					

TABLEAU 41 (suite)

MARGE AFRICAINE

Localisation					Géochimie			
Echant.	Age	Pétrographie	Lieu	SI	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
Tunisie								
Nefza								
MA 135	8,4 ± 0,2	Basalte dolé-ritique.	Sidi Hassène	32,08	48,28	0,73	4,29	18,22
MA 18	8,2 ± 0,2	Dacitoïde	Dj. Haddada	9,26	67,15	1,74	3,26	16,58
MA 43	12,3 ± 0,2	Dacite à biotite	Aïn ed Deflaïa	9,00	64,90	4,81	3,66	14,53
MA 3	12,9 ± 0,5	Granodiorite à biotite	Oued Bélif Ragoubet es Seïd	6,06	65,96	2,02	7,79	72,93

TABLEAU 42

MARGE SARDE

Localisation					Géochimie				
					SI (Kuno)	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
Nord - Occidentale									
11	13,3 ± 0,2	SA_3	Mt	Larenta	27,37	53,10	1,91	2,85	17,30
30	14,3 ± 0,2	SA_3	Mt	Mundigu	7,92	66,20	3,13	3,70	15,90
1473	16,3 ± 0,2	SI_2	Mt	Ruzzunis					
86	16,8 ± 0,2	SI_2	Mt	Traessu					
795	17,5 ± 0,2	SI_2	Mt	Frusciu	6,50	66,40	3,90	3,45	14,47
920	13,7 ± 0,8	SA_2b	Mt	Magine					
940	17,0 ± 0,2	SA_2a	Mt	Pizzinu	13,50	61,84	2,72	4,04	17,00
1129	17,4 ± 0,5	SA_2	Mt	Pedru	19,78	56,38	1,96	3,27	17,45
1444	22,2 ± 0,2	SA_2	Pte	Tripides					
1450	17,5 ± 0,4	SI_1	Pte	Tripides	4,50	66,80	3,95	4,25	13,96
1453	21,7 ± 0,6	SA_1	Cap	Marargiu	19,49	54,00	1,57	3,12	20,30
1862	21,3 ± 1,0	SA_1	Cap	Marargiu	23,92	54,50	1,43	2,84	18,06
1864	23,8 ± 1,0	SA_1	Cap	Marargiu	25,94	50,50	0,94	2,67	18,95
Méridionale									
San Pietro	14,0 ± 0,4			San Pietro	28,50	53,40	0,95	2,49	20,91
2036	17,6 ± 1,0			Oristano	35,62	51,24	0,28	2,28	17,97
1927	17,6 ± 0,4			CapoSperone San Antiocho	19,87	55,28	1,22	2,12	18,66
2057	18,1 ± 0,5			Capo Pecoro guspini	30,31	54,11	1,48	2,22	16,86
2050	19,8 ± 0,5			Marina Arbus San Antiocho	43,93	52,63	1,09	2,07	14,09
2061	22,3 ± 0,5			3KmN.E Mt Porcuentu	25,75	53,96	1,22	2,40	17,77
160	28,5 ± 1,0			F.Carbonia Narcao	22,32	56,00	1,42	2,48	17,08
Septentrionale									
2240	17,2 ± 0,3			Feuille de Sorso	23,97	52,04	2,82	2,68	16,95
2245	17,4 ± 0,3			Feuille de Nulvi	20,51	57,53	2,06	2,98	17,58
2235	18,8 ± 0,6			Feuille de Chiramenti	23,10	60,39	1,77	3,27	17,25
1842	18,9 ± 0,4			Feuille de Sorso	21,21	57,11	2,79	2,82	16,36

TABLEAU 43

MARGE ESPAGNOLE

Localisation				Géochimie				
Echant.	Age	Pétrographie	lieu	SI	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
1. Lamproïtes et volcanisme associé								
73.750	6 + 0,4	Fortunite	Fortuna	37,96	57,70	7,15	1,57	9,80
74.250	N.D.	Calasparite	Calaspara	24,80	61,30	2,80	2,50	15,14
73.331	8 ± 0,5	Dacitoïde	Vera	17;36	68,30	2,18	2,67	16,70
73.330	10,8 ± 1	Vérite	Vera	12,11	66,60	5,50	2,90	11,30
2. Région de Cartagène								
73.551	7, ± 0,4	Andésite	Cabezzo Fraila	14,70	60,90	5,53	2,20	15,60
73.524	11,2 ± 0,6	Andésite	Manga			2,13		
3. Région de Mazarron								
73.712	11, ± 2	Biot. + feld dans un tuf	Almenara			1,56		
73.930	12,8 ± 1	Dacite	Los Ruices			2,33		
4. Région de Carboneras								
7468	8,8 ± 0,5	Dacite		9,05	63,60	2,95	2,80	15,40
74241	10,2 ± 0,6	Andésite		22,90	59,10	0,86	2,25	21,90
74225	12,2 ± 0,6	Andésite		18,90	61,86	1,65	2,40	17,95
74336	15,5 ± 2,0	Dacite		16,90	67,70	1,25	1,80	15,70

TABLEAU 43 (suite)

MARGE ESPAGNOLE

Localisation				Géochimie				
Echant.	Age	Pétrographie	Lieu	SI	SiO_2	K_2O	Na_2O	Al_2O_3
5. Cap de Gate								
LO1	7,9 ± 0,4	Andésite	Los Lobos	30,86	58,94	1,21	1,94	18,72
Ne 107	8,7 ± 0,5	Andésite	Las Negras	36,27	60,19	1,44	2,25	16,38
Ne 79	8,8 ± 0,4	Andésite	Las Negras	28,40	66,92	2,95	2,81	15,07
Cap 9	10,5 ± 0,6	Rhyolite	Cap de Gate	14,67	71,01	4,03	3,72	13,06
74.59	10,5 ± 0,6	Dacite	Las Negras	34,10	63,32	1,35	2,05	13,65
74.50	10,6 ± 0,6	Andésite				5,34		
SJ 30	11,6 ± 0,6	Andésite	San José	24,04	51,88	0,62	2,03	16,48
FR 20	12,5 ± 1,5	Andésite	El Pozo	27,55	51,27	0,62	2,02	19,55
74.51	13,5 ± 2,0	Dacite		17,60	64,34	10,10	0,60	16,23
75137	17,8 ± 1,5	Granophyre	Nijar	24,86	61,32	2,80	2,50	15,44
6. La Vinuela - Malaga								
MR 948	18,6 ± 1	Tuf	La Vinuela		74,20	2,78	3,08	14,25

TABLEAU 44

Volcanisme alcalin

I. MARGE AFRICAINE

Echantillon	Age	Pétrographie	Lieu
MAROC			
Gourougou			
73,5	2,5 ± 0,3	Basalte à olivine	Haïdoun
73,39	4,6 ± 0,3	Basalte à olovine	Tiraka
Tazzeka			
CD IF	2,0 ± 0,3	Basalte à olivine	
Causse moyen atlasique			
CD 6B	1,1 ± 0,3	Basalte à olivine	
CD 2B	1,5 ± 0,3		
CD 7B	1,8 ± 0,3	Basalte à olivine	
Sirrhoa			
CD 40A	5,3 ± 0,2	Phonolite	
ALGERIE			
Oranais			
AT 13	1,0 ± 0,3	Basalte à olivine	Aïn Temouchent
3317	7,9 ± 0,4	Basalte à olivine	Cap Milonia
2539	8,9 ± 0,3	Basalte alcalin	Aïn Romana
TUNISIE			
MA135	8,4 ± 0,2	Basalte	Sidi Hassène
II. MARGE SARDE			
2082	2,6 ± 0,3	Trachyte	Mont Arci
371	2,3 ± 0,2	Basanite à olivine	San Pietro
100	2,8 ± 0,1	Phonolite	Montiferru
1524	2,5 ± 0,2	Basalte à olivine	La Campeda

TABLEAU 44 (suite)

Echantillon	Age	Pétrographie	Lieu
III. MARGE ESPAGNOLE			
Campo de Cartagene			
73.539	2,6 ± 0,6	Basalte à olivine	Tallante
74.60	2,65 ± 0,2		
73.525	2,8 ± 0,4	Basalte à nodules de péridotite	Venta del Lirio
Ciudad Real			
	3,1 ± 0,4	Basanite	Diogenes
	4,3 ± 0,4	Basanite	Cabezza Rubias

TABLEAU 45

COMPARAISON DES DATATIONS K-Ar

de ce travail

AVEC LES DATATIONS K-Ar DES AUTEURS

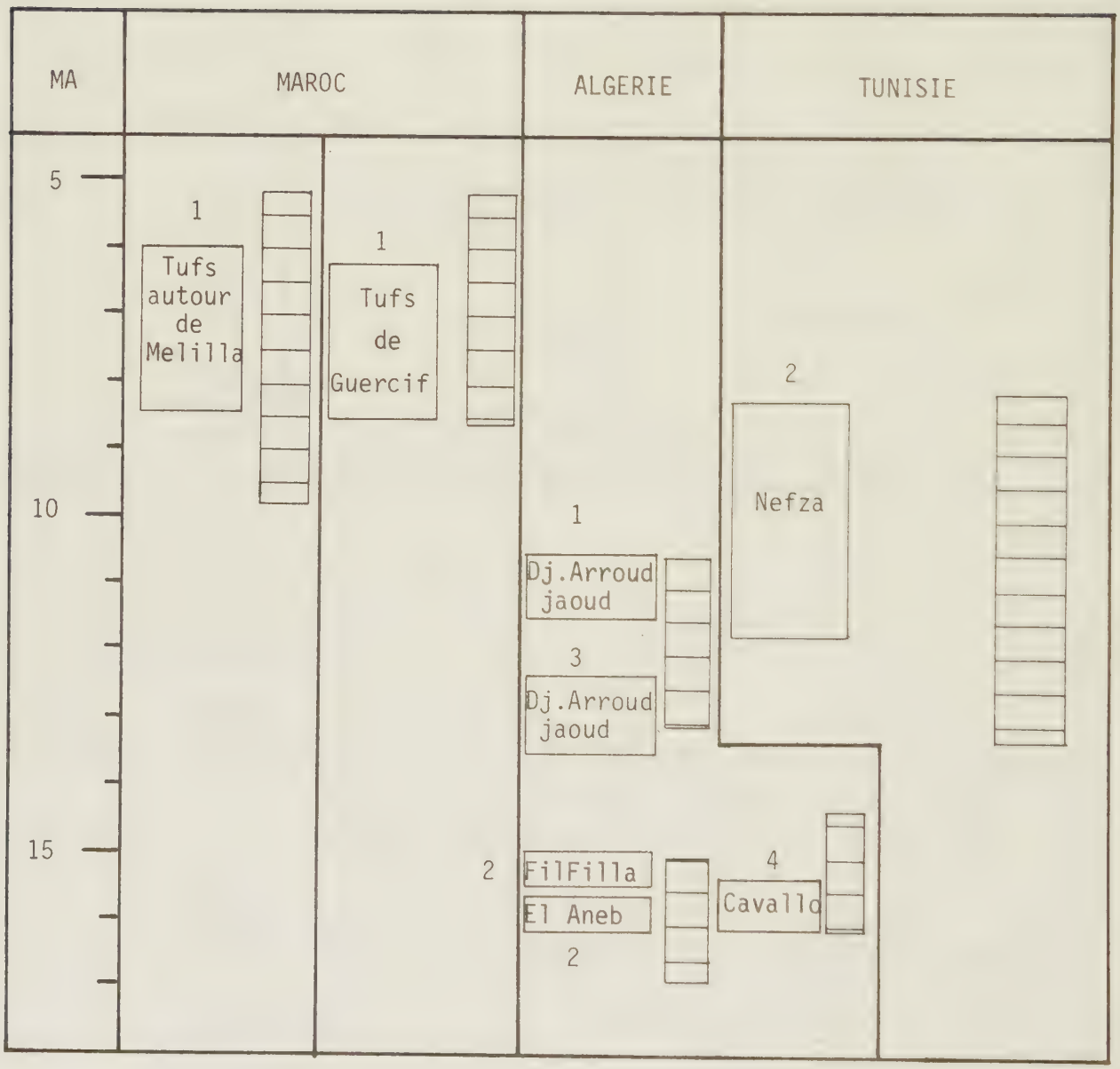


TABLEAU 46

SARDAIGNE

COMPARAISON DES RESULTATS K-Ar

avec ceux des Auteurs.

Résultats publiés ou à paraître

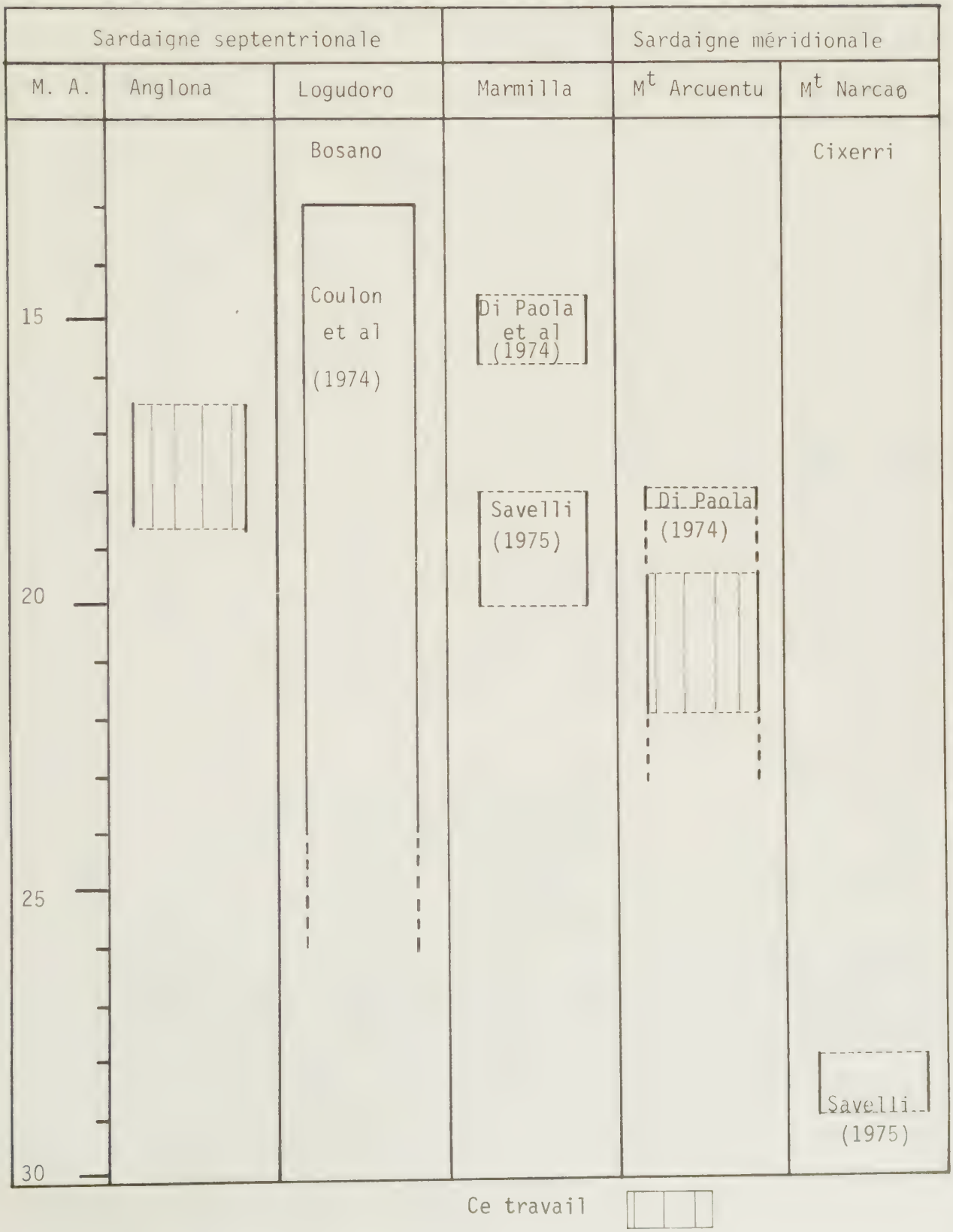


TABLEAU 47

Volcanisme français

Comparaison entre les âges radiométriques nouveaux et ceux déterminés par les auteurs.

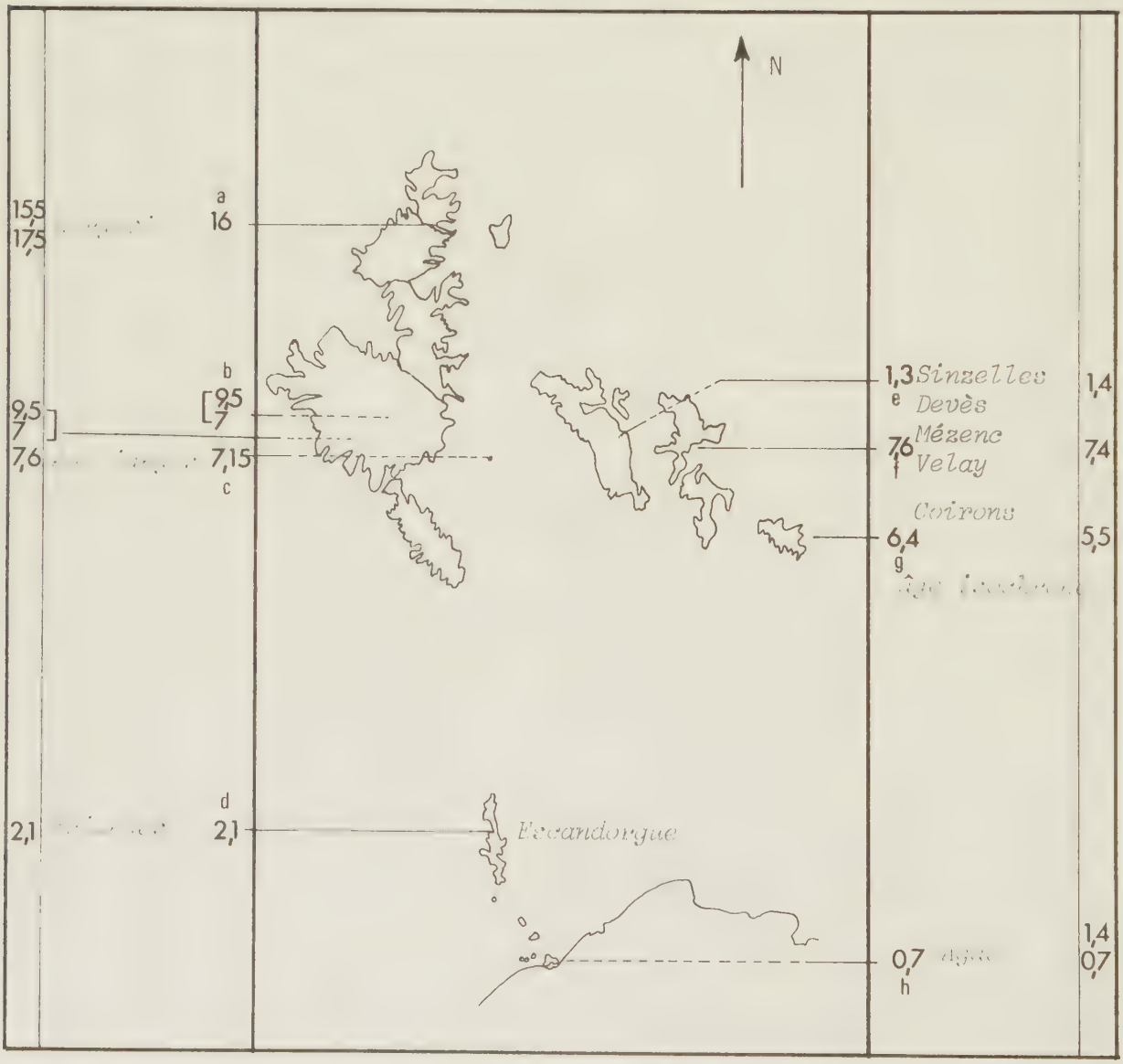
Ages donnés en Millions d'Années.

a *Camus et al. (1969).*

b *Baubron, Derange, C.R. somm. SGF 1974 (séance du 4 novembre).*

c *Echantillon et résultat communiqué par J.M. Cantagrel, Clermont - Ferrand*

d *Echantillon analysé par G. Ferrara (Pise, 1970).*



e *Savage, Curtis in Azzaroli (1967) Gior. di Geol.(2)XXXV, fasc.1.*

f *Prévot, Dalrymple (1971) Ann. Géophys., T. 27, fasc.3.*

g *Bandet, Donville, Gourinard (1974) CRAS, T. 278, pp. 2869 - 72.*

h *Frechen, Lippolt (1965).*

III. ESSAI DE PRESENTATION D'UNE ECHELLE DE CORRELATION ENTRE LES TEMPS ABSOLUS ET LES DATATIONS MICROPALEONTOLOGIQUES

L'ensemble des résultats géochronométriques montre un étalement des âges sur une période courant entre 29 et 4,6 MA. Les âges plus récents ne sont pas pris ici en ligne de compte, étant trop peu nombreux pour que les corrélations stratigraphiques soient possibles.

D'autre part, dans ce paragraphe, je ne considèrerai que les âges absolus obtenus sur des formations en relation étroite soit avec des formations sédimentaires marines, ayant livré des microfaunes bien déterminées récemment, soit avec des épisodes tectoniques, dont l'extension régionale a été reconnue.

L'échelle d'âges absolus n'est en fait que relative, en raison de l'erreur de 5 % qui affecte tout âge K.Ar, comme nous l'avons déjà fait remarquer dans le chapitre Premier, paragraphe 3 (traitement des résultats). Je distinguerai, au sein des informations que je possède, celles relatives aux relations entre microfaunes et âges absolus, de celles relatives aux relations entre épisodes tectoniques et âges absolus.

1. Microfaunes et âges absolus.

A. Sur la marge nord-africaine :

a - Au Maroc , l'activité volcanique débute au Messinien, au centre du massif du Gourougou; les relations entre le sédimentaire et le volcanisme ne sont pas connues. Sur la périphérie, des intercalations de tufs trachytiques sont visibles dans le haut de la série messinienne. L'âge des projections varie entre 8 et 6,6 MA. (R. CHARLOT et al 1967).

Un point intéressant réside dans la datation de l'échantillon d'El Koula "72.14", daté à 5,3 $\pm$ 0,3 MA, intrusif dans du Messinien et re-

couvert en discordance par les formations pliocènes.

Ceci signifie que le Pliocène est postérieur à 5,3 ± 0,2 MA.

b - En Algérie

Dans l'Oranais, les formations andésitiques et de tufs andésitiques des M'Sirda datées entre 9,5 ± 0,3 et 8,7 ± 0,2 MA passent latéralement aux marnes marines de la formation de base du Miocène supérieur. Ces marnes contiennent de nombreux foraminifères planctoniques dont Globorotalia acostaensis BLOW, Globorotalia cf miozea saphora BIZON; Globigerina gr bulloïdes DORB etc (déterminations dans P. GUARDIA 1975). Cette association planctonique représenterait la zone à Globorotalia dutertrei de BOLLI, soit la zone N 17 de BLOW, qui de ce fait aurait un âge basal compris dans l'intervalle 9,5 - 8,6 MA. De plus, ces marnes reposent sur les basaltes du Cap Milonia datés pour un échantillon "3317" à 7,9 ± 0,4MA. La zone N 17 monte donc de ce fait au moins jusqu'à 7,9 ± 0,4 MA. C'est donc sa limite inférieure qui est mal connue (passage latéral de faciès).

Dans l'Algérois, les coulées volcaniques sont situées généralement entre des faciès continentaux, à leur semelle, et des faciès marins, à leur sommet. Dans ces conditions, l'âge K.Ar de la coulée donnera en même temps l'âge inférieur limite de la microfaune contenue dans le niveau marin. Dans le bassin de Menacer (ex. Marceau) les laves sont antérieures à la zone N 16 de Blow, (celle-ci est caractérisée par la microfaune contenue dans les marnes - C. LEPVRIER J. MAGNE 1975 -). La zone N 16 correspond donc à un âge chronologique plus récent que 13,1 ± 0,4 MA, (âge de l'andésite "6035" de Bou Alem, en coulée. Les dacites de Sidi Simiane, plus récentes, recoupent en intrusion ces formations et de ce fait ne peuvent être intégrées dans ce raisonnement.

Dans la région de Dellys, les basaltes, datés à 15 MA sont interstratifiés dans des couches à Globigerinoïdes sicanus STEFANI, et proches de la limite Burdigalien - Langhien, les niveaux terminaux contenant des Préorbulines.

A El Aouana (ex-Cavallo) le complexe volcanique repose par ses premières coulées sur des niveaux sédimentaires dont les plus récents contiennent Globigerinoïdes sicanus, G. quadrilobatus trilobus etc, qui marquent le passage de la zone N7 à N8 de BLOW selon G. et J.J. BIZON, (1972), en Méditerranée. Les dacites de Port Maria sont datées à 15 MA. Or, elles représentent dans le complexe la deuxième période éruptive, succèdant au cours d'une phase épirogènique à la série de base de Bou Soufa, caractérisée par une activité explosive en milieu subaquatique. (J. GLAÇON, 1963, C. ROBIN, 1973).

L'intrusion du Dj. Amjout semble antérieure au Burdigalien supérieur, puisque cette série contient des pyroclastites en fragments liées à l'intrusion, d'après M. LEIKINE (1971). Le Burdigalien supérieur serait donc postérieur à 16,5 $\pm$ 0,4 MA (âge de l'intrusion).

c - En Sardaigne

Dans le Logudoro (en Sardaigne septentrionale), l'activité volcanique calcoalcaline s'achève à 14 - 13 MA (deux échantillons datés ont donné 14,3 $\pm$ 0,2 et 13,3 $\pm$ 0,2 MA). Or la transgression marine miocène remanie ces derniers niveaux (A. DEMANT, 1972). La faune planctonique trouvée, juste au dessus des ignimbrites intrudées par les andésites terminales SA_3, dans les niveaux marins de la base contient notamment Globigerinoïdes trilobus avec certaines formes tendant vers Globigerinoïdes sicanus, mais celle-ci est absente, (R. ANGLADA et al, 1975). Cette espèce marque le passage de la zone N7 à N8 de BLOW selon G. et J.J. BIZON (1972).

d - En Espagne.

Dans la formation de la Vinuela, près de Malaga, les fragments de tufs volcaniques sont intercalés dans des niveaux marneux à microfaune planctonique rare du Burdigalien inférieur. Globigerinita dissimilis. L'âge K.Ar des tufs (fermeture du chronomètre) est de 18,6 MA ± 1. Dans le massif de la Serrata, des marnes à Globigerina bisphaericus et à Preorbulina (Langhien inférieur puis moyen) sont surmontées par des niveaux cinéritiques contenant des blocs de granophyre datés à 17,8 ± 1,5 MA. Ces blocs ont pu subir un transport depuis leur lieu d'origine.

Au nord du Rio Carboneras, les brèches dacitiques contiennent une microfaune planctonique à Globigerina mediterranea, Globigerina humerosa (déterminations G. et J.J. BIZON) du Messinien. Ces brèches ont 8,8 ± 0,5 MA.

2. Episode tectonique et âges absolus.

En Espagne, dans le massif du Cap de Gate, une surface de discontinuité remarquable (discordance sur des séries volcaniques plissées, ravinement, altération et fracturation des séries plissées), sépare le volcanisme ancien du volcanisme récent. La phase compressive responsable de ces plissements est post-serravalienne.

Le spectre d'âge de ce volcanisme ante-compression s'étale de 17,8 MA jusqu'à 12,2 ± 0,5 MA (cet âge doit être considéré avec prudence, puisqu'il a été obtenu sur la dernière coulée d'une série de cinq, interstratifiées,pour les quatre premières, à Cerro del Marques dans du Langhien moyen à Praeorbulina. (MONTENAT - Données de terrain - Détermination de G. et J.J. BIZON). De plus, le deuxième cycle volcanique,au Cap de Gate semble débuter à 12,6 MA, âge des basaltes alumineux de San José et d'el Pozo. Ceci débute au Tortonien.

3. En conclusion .

A. Tableau présentant une proposition d'échelle.

Avec beaucoup de prudence et d'incertitude, nous pouvons constater qu'il est possible de dresser les bases d'une échelle géochronométrique du Néogène méditerranéen du Burdigalien au Pliocène.

Des incompatibilités demeurent entre les informations obtenues en Sardaigne (âges de la transgression marine) et les informations obtenues en Afrique du Nord et en Espagne.

Pour le Burdigalien inférieur, on peut préconiser un âge K.Ar de 18,6 MA. (information prise en Espagne) . La limite Burdigalien supérieur - Langhien, oscillerait autour de 15,5 à 15 MA (le Burdigalien supérieur étant postérieur à 16,5 MA (Dj. Amjout) (information retrouvée en Espagne , Carboneras; en Algérie, Dellys et El Aouana). Le passage de la zone N7 à N8 se situerait donc entre 15,5 et 15 MA. Un problème demeure en Sardaigne, où ce passage serait plus récent puisque postérieur à 13,3 MA. Le passage N9 - N10 est antérieur à 12 MA puisque les marnes contenant les microfaunes caractéristiques de ce passage sont retraversées,dans l'Algérois,par le laccolite d'El Kourb ou Djaout.

Le passage Serravalien - Tortonien se situerait entre 13,5 et 12,6 MA. La zone N16 du Tortonien est postérieure à 13,1 MA. La zone N17 est d'un âge compris entre 9,5 - 8,6 et 7,9 MA, (information recueillie en Espagne). Ce serait donc à cette époque que débuterait le Messinien.

Enfin la limite Messinien - Pliocène serait plus récente que 5,3 MA, mais proche de cet âge.

La comparaison avec les données d'auteurs.

G.S. ODIN (1975) propose dans son échelle du Tertiaire basée sur la géochronomètrie des glauconies, un âge de 18,5 $\pm$ 0,5 MA pour le som-

met de l'Aquitanien, et un âge proche de 15 MA pour le sommet du Burdigalien.

Nos données nouvelles sont parfaitement en accord avec les propositions d'ODIN (1975).

VASS (1974) propose une échelle radiométrique du Néogène. Des différences existent notamment sur les coupures chronologiques entre le Langhien, le Serravalien, le Tortonien et le Messinien.

Pour cet auteur, les coupures chronologiques entre ces étages

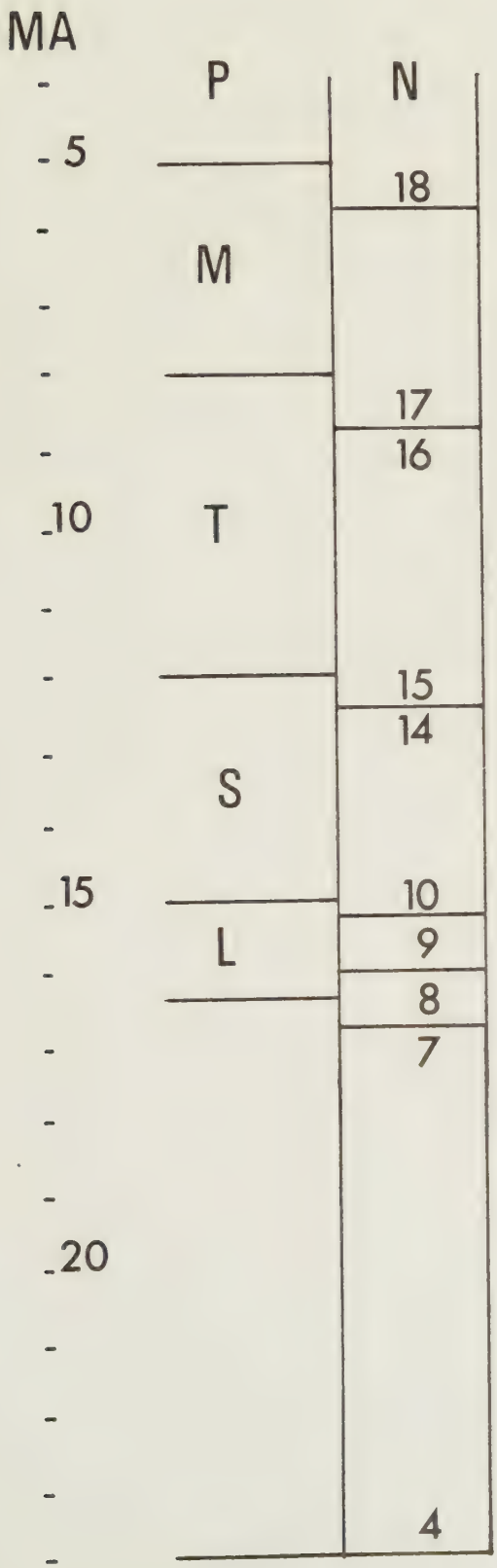
se situent	à 16,27 ± 0,55 MA	15,03 ± 0,51 MA,	12,19 ± 0,46 MA,
passage	Burdigalien-Langhien	Langhien-Serravalien	Serravalien-Tortonien
et	7,95 ± 0,43 MA		
passage	Tortonien-Messinien.		

Nous proposons pour ces coupures stratigraphiques 15,5 à 15 MA, 13,5 à 12,6 MA pour le Serravalien-Tortonien, 8 MA pour le Messinien.

(se reporter à la figure jointe)

TABLEAU ANNEXE

Corrélations Géochronologie et micropaléontologie



d'après D. VASS 1974

				Lieu de définition
	G. margaritæ	Pliocène	5,3 MA	Maroc
		Messinien		
	G. mediterranea			
			7,9 MA	
17	G. humerosa	N 17		Oranais Espagne
			8,6 MA	
16	G. acostaensis			
15	G. menardii			
14	G. mayeri			
10			15 MA	Carboneras Espagne
9	Orbulina	Passage N 7- N 8		
	Praeorbulina		15,5 MA	
8	G. bisphaericus			
7	G. trilobus	Burdigalien sup.	16,5 MA	Dj. Amjout Algérie
		Burdigalien inf.	18,6 MA	Espagne
	G. dissimilis			
4				

Zonation micro-paléontologique (d'après G. BIZON)

d'après H. BELLON 1976

CHAPITRE IV

DONNEES CRITIQUES SUR LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE

CHAPITRE IV

Données critiques sur la Méditerranée occidentale

I. SON HISTOIRE AVANT L'EOCENE SUPERIEUR - 48 MA.

Par sa position géographique entre l'Afrique et l'Europe, la Méditerranée est en tout premier lieu, une zone qui a enregistré les mouvements relatifs de ces deux continents au cours de leur évolution, liée à celle de l'Atlantique.

A. L'Atlantique résulte de l'action de cinématiques différentes qui ont eu lieu à des époques différentes ; c'est au niveau des Açores que se révèlent le domaine sud et le domaine nord.

A 180 MA, l'Atlantique nord s'ouvre au sud du 40^{e} parallèle, et à 100 MA, a lieu la deuxième ouverture de l'Atlantique nord, (W.C. PITMAN, M. TALWANI 1972), au nord du 40^{e} parallèle.

L'Afrique et l'Europe situées au niveau de ce parallèle ont de ce fait subi des déplacements indépendants.

Cette reconstruction est basée sur la recherche des anomalies magnétiques les plus anciennes situées symétriquement de part et d'autre de la dorsale médio-océanique atlantique et liées au processus d'accrétion océanique.

Entre l'Afrique et l'Amérique, l'anomalie magnétique la plus ancienne a 150 MA environ; par extrapolation, on considère que l'ouverture

débute dans cette zone à 180 MA ± 20.

Entre l'Europe et l'Amérique, l'anomalie la plus ancienne a 75 MA environ, ce qui reporte l'ouverture à 100 MA ± 20.

Il en résulte que dès 180 MA ± 20, l'Europe et l'Afrique constituaient deux plaques indépendantes.

Si l'on choisit l'Europe comme référentiel fixe, considérée ainsi dans la suite de notre texte, on constate, dans les modèles proposés, que :

entre 180 et 100 MA, l'Afrique seule s'écartant de l'Amérique, elle subit une rotation trigonométrique de 40° par rapport à l'Europe ; le mouvement relatif est sénestre (W en E). A la vitesse de 2 à 3.cm, an^{-1}, la distance parcourue est comprise entre 2 et 3 000 km.

à 80 MA, l'Europe se sépare de l'Amérique avec un mouvement correspondant à une vitesse plus élevée que dans le stade de séparation Afrique - Amérique. Le mouvement relatif va donc s'inverser, correspondant, par rapport au référentiel fixe, à un mouvement dextre, soit d'E en W de l'Afrique.

à 48 MA, l'Europe et l'Afrique s'ecartent à la même vitesse de l'Amérique. Le Maroc est dans sa position actuelle par rapport à l'Ibérie et donc l'Europe. L'Afrique tourne trigonométriquement par rapport à l'Europe, le Maroc servant de pivot.

B. Définition de la Méditerranée à l'Eocène supérieur.

Le bassin méditerranéen à cette époque est donc limité à l'ouest par Gibraltar. A l'Est de Gibraltar, un bloc cratonique existerait depuis le Trias (in M. DURAND DELGA 1972). Le Maroc est dans sa position

actuelle par rapport à l'Ibérie qui occupe donc sa place par rapport à l'Europe. Il reste à définir la position de l'Italie. Il ressort de toutes les propositions que cette dernière a acquis la position que nous lui connaissons à l'Eocène supérieur.

Cette paléogéographie résulte donc de profondes modifications d'une ou plutôt de nombreuses paléogéographies antérieures.

Ainsi pour définir les paléogéographies d'âges divers entre 180 MA et l'heure actuelle de l'espace "intercontinents", il a été invoqué jusqu'à une vingtaine de blocs, véritables portions de continent, d'origine européenne ou africaine, évoluant au sein de cet espace et durant cette période (J.F. DEWEY et al 1973).

D' autres auteurs, au contraire, (B. BIJU-DUVAL et al 1976) ont recherché le modèle le plus simple basé uniquement sur des données existant géologiquement. Dans ce modèle, au départ deux plaques, l'Ibérie et l'Apulie rendent compte des données . L'Ibérie est rattachée à l'Europe et mise en rotation par l'Afrique à la fin du Jurassique. L'Apulie est attachée à la fin du Jurassique à l'Afrique et entraînée par l'Europe, s'y soude à partir du Crétacé supérieur. S.W. CAREY, dès 1958, propose des rotations trigonométriques de l'Espagne et de l'Italie.

Au Crétacé, des mouvements de contraction affectent l'espace intermédiaire entre Europe et Afrique, la Téthys (J. DERCOURT 1971).

C. Deux aspects de l'évolution paléogéographique du bassin méditerranéen avant l'Eocène supérieur. L'Ibérie et l'Apulie. Cas de la Sicile.

1. L'Ibérie

La baie de Biscay présente une structure océanique reliée à un

phénomène d'ouverture; sa formation implique un mouvement de rotation de l'Ibérie dans le sens trigonométrique. Selon X. LE PICHON et al 1970, cette rotation aurait pu se faire autour d'un pôle situé près de Paris, selon un angle de 23°. D'autre part, la collision entre l'Ibérie et l'Europe serait terminée à l'Eocène supérieur. Un volcanisme de type sous-saturé s'étend sur toute la longueur de la chaîne pyrénéenne, avec une fréquence maximale dans la zone nord-pyrénéenne (B.AZAMBRE 1967) ; suivant la faille nord-pyrénéenne, a lieu un mouvement de glissement de l'Ibérie contre l'Europe, selon P. CHOUKROUNE et al (1973). Au titre d'une comparaison, J. G. MITCHELL et al (1975), décrivent des activités ignées, de type alcalin voire hyperalcalin, apparaissant au moment des réorientations mutuelles de plaques. Ainsi la syénite de Fitou, à l'extrémité orientale de la zone nord-pyrénéenne, apparaît à la fin du Paléocène, puisque son âge K.Ar la situe à 65 $\pm$ 5 MA. B. AZAMBRE (1967) considère que tout le volcanisme s'est mis en place au Crétacé terminal, puisque les terrains les plus récents traversés sont sénoniens .

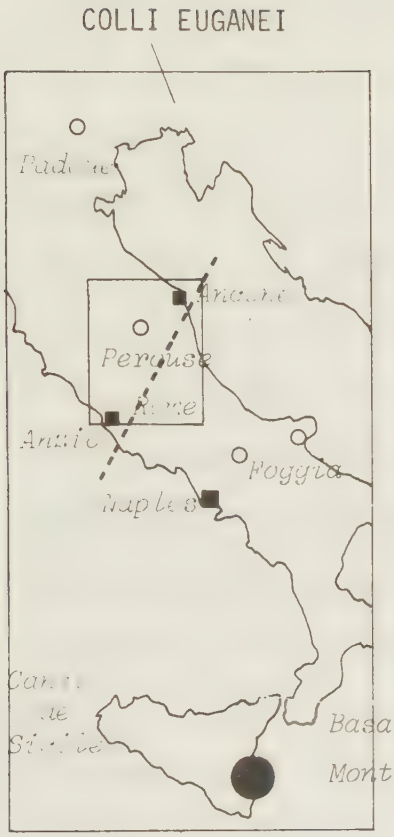
Les résultats paléomagnétiques apportent des résultats contradictoires quant à la période de rotation.

En 1971, dans "l'Histoire structurale du Golfe de Gascogne", les résultats publiés démontrent la validité d'une rotation de l'Espagne par rapport à l'Europe fixe avant le Crétacé, confirmant les résultats de VAN DER VOO (1969). Signalons que STOREVEDT (1973), étudiant le paléomagnétisme du volcanisme tertiaire portugais ,semble en faveur d'une rotation de l'Ibérie à l'Oligocène.

2. L'Apulie

Pour cette plaque, dont est issue la majeure partie de l'actuelle Italie, ce sont les moments de rotation proposés par les auteurs qui

FIGURE 30



○ Lieu de prélèvement des échantillons analysés par J.T. CHANNELL et D.H. TARLING.

□ Terrain d'étude de LO RIE et ALVAREZ 1975 Formation des Scaglia Rossa.

● Terrain d'étude de F. BARBERI et al 1973

■ Villes

---------- Ligne Anzio - Ancône

Localisations des travaux paléomagnétiques concernant l'histoire géodynamique de l'Italie.

semblent eux aussi peu conciliables.

B. BIJU DUVAL et al (1976) voient la soudure entre Europe et Italie dès le Crétacé supérieur. D'autres voient cette soudure plus tardivement. Ainsi pour A. FAURE , MURET et G. CHOUBERT (1975) ce serait à l'Eocène supérieur que la plaque Italie DINARIDES se déplacerait vers le Nord rentrant en "collision" avec l'Europe et provoquant le plissement alpin.

Pour d'autres auteurs au contraire, il ne peut être question de soudure entre l'Italie et l'Europe à cette époque. Les résultats du paléomagnétisme sont relatifs au bloc italien nord séparé du bloc sud au niveau de la ligne Ancone -Anzia. Les travaux de W.LOWRIE et W.ALVAREZ (1975) sur le paléomagnétisme (figure 30) de la formation "Scaglia rossa", marnes roses pélagiques des Appennines de Ombrie, d'âge crétacé moyen à éocène moyen, mettent en évidence une rotation trigonométrique de 45° au Campanien -Maestrichtien et une deuxième rotation trigonométrique de 25° après l'Eocène moyen.

La première rotation trigonométrique semble suggérer que l'Italie s'est comportée en microplaque indépendante attachée ni à l'Europe, ni à l'Afrique et sans influence du mouvement relatif Afrique-Europe.

H. SOFFEL (1972) tire de l'étude du paléomagnétisme des Colli Euganei, l'hypothèse d'une rotation trigonométrique de l'Italie entre l'Eocène et le Miocène.

Enfin l'Italie aurait eu une évolution comparable à celle de la plaque Afrique jusqu'au Paléocène au moins, puisqu'une étude paléomagnétique menée par J.T. CHANNELL et D.H. TARLING (1975) conduit à déterminer des positions du pôle géomagnétique très proches pour ces deux ensembles. L'étude a été conduite sur des formations crétacées et paléocènes d'Italie. (près de Padoue, Pérouse, Foggia).

3. Cas de la Sicile

Il est important de soulever ici ce problème, puisqu'il semble qu'à l'heure actuelle on puisse faire passer à travers la Sicile la limite entre les deux plaques Afrique et Europe. (D.P. Mc KENZIE-1971).

Le pôle géomagnétique déterminé sur les formations laviques de Sicile orientale (Capo Passero) datées par la méthode K.Ar à 71 MA, donc à la limite Crétacé - Paléocène, correspond à celui déterminé sur des formations de même âge en Afrique. (F. BARBERI et al 1974). Ceci démontre donc que la Sicile fait partie, au moins depuis le Crétacé supérieur, de la plaque Afrique, la liaison entre Afrique et Sicile, le canal de Sicile, étant de nature continentale.

En conclusion de ce paragraphe, il nous faut insister sur le manque d'accord sur les théories relatives à la position de l'Italie au moins jusqu'à l'Eocène. Par contre la bordure de la plaque Africaine semble bien déterminée du Maroc jusqu'en Sicile.

D. Evaluation des mouvements des parties continentales de plaques. Extension du domaine océanique intermédiaire.

La nature peut être déduite du mouvement relatif de la plaque Africaine par rapport au référentiel fixe Européen.

Jusqu'à 100MA, son mouvement est sénestre. Ceci résulte donc en une séparation entre les deux continents, marquée par la création d'une croûte océanique. Sur la bordure nord-africaine, la distension se manifeste par des produits émis de nature alcaline (basaltes du Capo Passero)

Après 80 MA, le mouvement s'inverse puisque la vitesse de la plaque Europe est supérieure à celle de l'Afrique. La conséquence en est

un mouvement de compression de l'Afrique vers l'Europe, accompagné d'une distension en Europe comme le marque le volcanisme distensif qui fait son apparition dans le fossé du Rhin dès 80 MA (P. HORN et al 1974) et qui se poursuit vers le Sud vers 60 MA dans le Charollais (H. BELLON et al 1974) et dans le Forez (ce travail).

La nature océanique de l'espace est donc ancienne (depuis le Trias supérieur). Elle a été renouvelée localement depuis, comme nous le verrons après, selon des processus à échelle plus petite puisque dès 48 MA, la Méditerranée va évoluer sur elle-même en espace relativement clos et restreint. Depuis, le Crétacé, le phénomène général réside dans la consomption de l'espace intermédiaire entre les plaques.

II L'HISTOIRE DE LA MEDITERRANEE DEPUIS 48 MA.

A. Depuis 48 millions d'années, l'Europe et l'Afrique s'affrontent

Elles s'affrontent sur leur façade méridionale et septentrionale avec une compression relative d'autant plus grande que l'on s'éloigne vers l'est de Gibraltar. La compression moyenne est lente, 0,5 cm cm^{-1} (MINSTER et al 1974). Au niveau de la Sicile elle serait de 2,4 cm cm^{-1} (X. LE PICHON et al 1971) ; mais elle augmenterait depuis 9 millions d'années (X. LE PICHON et al 1971). La composante majeure de cet affrontement est de direction N.S.

B. Dans l'espace restreint ainsi formé et qui va se restreindre

de plus en plus à cause de cet affrontement, la plaque ibérique va subir une fragmentation, de même le grand domaine continental qui s'étend vers

l'est , depuis Gibraltar.

La fragmentation conduit à l'isolement, par dérive, de leur unité et patrie paléogéographique d'origine, de petits ensembles qui vont jouer un rôle essentiel dans la configuration des marges méditerranéennes actuelles et dans la constitution du nouveau fond méditerranéen.

Ainsi, proviendraient de la fragmentation de l'Ibérie, la Corse la Sardaigne et le massif calabrais. La fragmentation du domaine continental émergé depuis le Trias, entre les Malaguides (Espagne) et la Dorsale Kabyle (Afrique du Nord), dénommé "massif kabylo-bético-rifain" par PAUL FALLOT, ou plaque des zones internes pour J.M. AUZENDE et al (1973) conduirait aux massifs de grande et de petite Kabylie. Mais avant de regarder dans le détail les modalités et les moments d'individualisation de ces microplaques, il me semble opportun de rappeler les grands traits tectoniques des Chaînes bétiques et nord-africaines.

C. Les grands traits tectoniques des Chaînes bétiques et nord-africaines.

Dans ce paragraphe, j'insisterai sur la définition des ensembles tectoniques, au sein desquels se disposera dès le Miocène inférieur le volcanisme néogène de la Méditerranée occidentale. Il s'agira donc ici du rappel de notions récentes sur ces chaînes.

1. La publication de J. DIDON et al (1973) insiste sur l'homologie des deux rives de part et d'autre du détroit de Gibraltar. Les zones internes et les flyschs forment un même ensemble actuellement. De plus entre l'Europe et l'Afrique, il existerait un bloc cratonique autour duquel les bassins sédimentaires alpins présenteraient depuis le Trias une situation permanente. (M. DURAND-DELGA 1972).

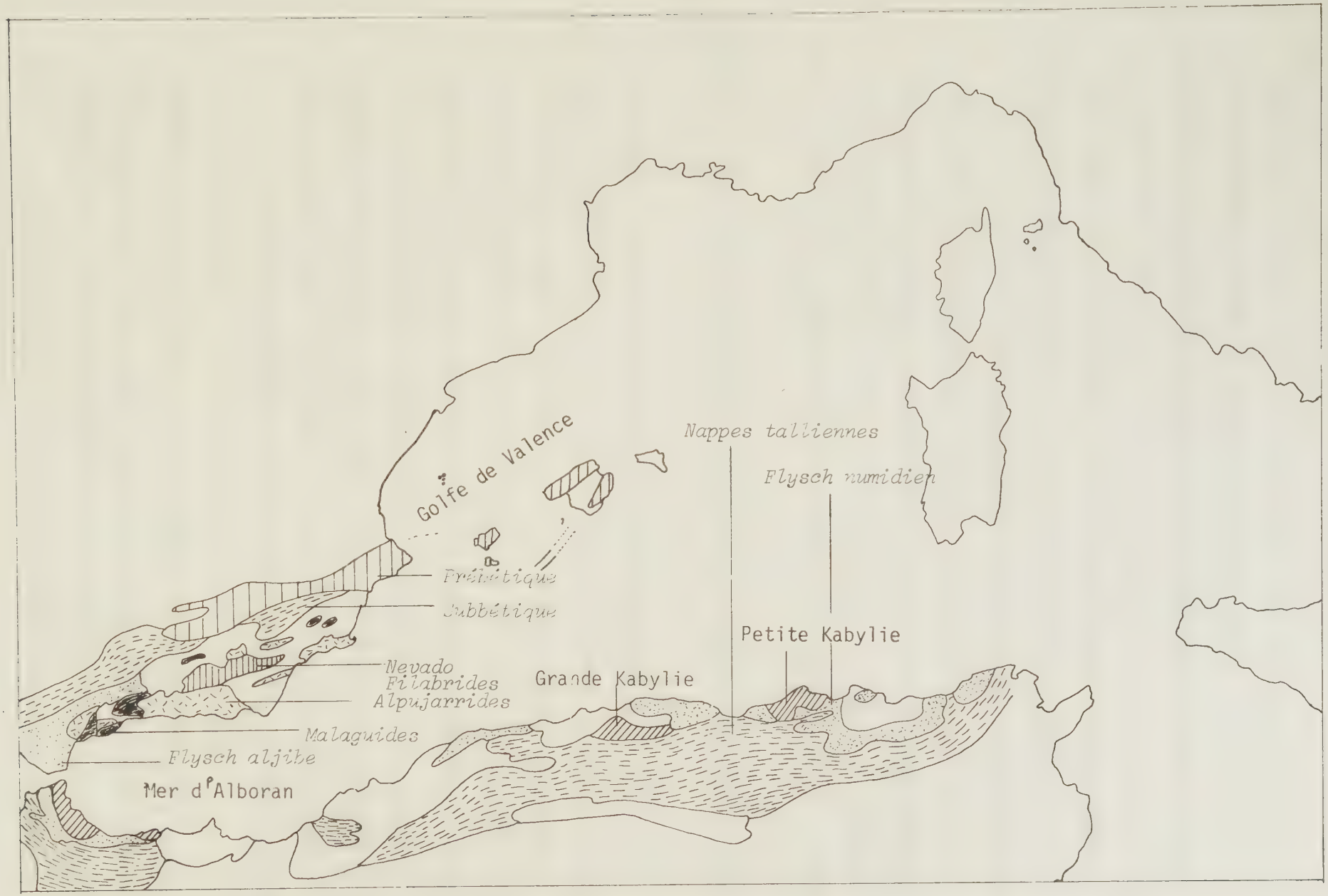


FIGURE 31 . Ensemble structural des chaînes bétiques et nord-africaines.
D'après J. Bourgois et al 1970.

2. Définition géographique et géologique

a. Cordillères bétiques. (Carte figure 31)

Elles s'allongent de Cadix aux Baléares, du SSW au N-NE.

Le Prébétique est autochtone.

Le Subbétique est la nappe externe.

Les zones internes sont constituées par des unités en contact anormal, plongeant vers le Nord. Ce sont (côté externe) les Malaguides, puis au Sud, les Alpujarrideset les Névado-Filabrides, nappes à épimétamorphisme alpin.

Au sein de cet ensemble se développeront des bassins post-tectoniques localisés et dénommés sur la carte.

A l'aube du Néogène, les zones internes sont bien structurées; Par contre, dans les zones externes, des translations ont lieu au Miocène. Les séries sédimentaires débutent au Miocène inférieur dans les zones externes, et plus tardivement dans les zones internes : là le Miocène moyen et le Tortonien supérieur correspondant à une transgression généralisée qui peut se poursuivre jusqu'au Miocène terminal(C.MONTENAT 1975).

Ainsi à Véra existent des témoins du Burdigalien inférieur. Dans la région d'Aguilas, la transgression débute au Langhien inférieur, de même dans la région de Carboneras, Cabo de Gata.

Au Miocène supérieur, les Sierras du littoral de Cartagène, Mazarron, Aguilas et Vera forment une ride émergée qui se continue jusqu'aux Baléares.

b. La chaîne nord-africaine : figure 31

Elle marge l'Afrique à son nord, depuis le Rif, à l'ouest jusqu'en Tunisie, à l'est.

L'autochtone est constitué par les Hautes Plaines situées au nord de l'Atlas Saharien et au Sud du Tell.

Le Tell est à la fois autochtone et allochtone. Cet ensemble est externe. A son nord, les nappes de flyschs se développent. Leur mise en place est pluriphasée depuis l'Eocène moyen jusqu'au Miocène inférieur. Les zones internes sur le littoral sont d'âge paléozoïque et de nature cristallophyllienne . Leur couverture est paléozoïque supérieur , mézosoïque et éocène. Elle constitue la Dorsale Kabyle.

c. Rappel sur les flyschs d'Afrique du Nord.

On distingue les flyschs d'âge crétacé à éocène (unités mauritaniennes et massyliennes) externes par rapport à la chaîne, des flyschs numidiens pour lesquels quatre ordres d'hypothèses existent.

. les flyschs sont externes, c'est à dire situés à l'origine entre le domaine externe et le domaine kabylo-rifain.

. Cette hypothèse est faite par M. DURAND-DELGA depuis 1963 (dans J.P. BOUILLIN 1975) et depuis lors illustrée par les observations et interprétations de terrain de ses élèves et de lui-même.

. les flyschs sont en partie externes et en partie internes, hypothèse faite par A. CAIRE (1970).

. les flyschs sont tous internes, leur patrie d'origine se situe donc au nord de leur position actuelle (M.MATTAUER 1963)

. les flyschs sont néoautochtones (J.F. RAOULT 1974).

En Afrique du Nord, le magmatisme et le volcanisme sont en tous lieux postérieurs à la mise en place des derniers flyschs d'âge aquitano-burdigalien.

d. Les relations domaine interne - domaine externe :

Sur une transversale, au niveau de la Petite Kabylie, le domaine interne (socle kabyle) représente une superstructure, alors que les flyschs représentant le domaine externe appartiennent à une infrastructure complexe. Les séries de l'infrastructure sont entraînées sous la su-

perstructure, vers le nord. Ce processus aurait lieu vers la fin de l'Oligocène pour J.P. BOUILLIN 1975, auteur de ce modèle. De plus, superposée à ce processus majeur de sous-charriage, apparaît à l'Aquitanien la mise en place de nappes et olistolites de flyschs sur le socle kabyle. Le bombement des nappes,précédemment sous-charriées,et des phénomènes de gravité seraient responsables de cet épisode mineur dans son ampleur par rapport au mécanisme précédent. C'est à la suite de cet épisode que prend place la granitisation miocène, post aquitano-burdigalienne.

En conclusion de ce paragraphe, nous devons retenir ce long épisode orogénique conclu par des mouvements paroxysmaux à la fin de l'Oligocène et à l'orée du Miocène. Il nous faut retenir que tous les faits mis en évidence dérivent de données de terrain, interprétées selon des hypothèses d'école. Nous devons enfin nous poser une question : comment peuvent se calquer sur ces faits les hypothèses de tectonique de plaques, selon lesquelles nous essaierons ensuite d'interpréter le magmatisme néogène en fonction de son âge et de sa nature ?

D. Les hypothèses de "microplaques".

Citons d'abord les microplaques possibles : la Corse, la Sardaigne, le massif Calabrais, les Kabylies,grande et petite.

Une question : toutes occupent à l'heure actuelle une position géographique différente. Quelle parenté structurale ancienne, peut-on leur accorder ?

a. La Corse et la Sardaigne ont probablement eu une évolution

géologique semblable jusqu'au début du Tertiaire : de grandes analogies existent entre leurs formations ignimbritiques calcoalcalines permiennes (travaux de J. ORSINI et P. VELLUTINI 1971-1973) et les formations sédimentaires mésozoïques.

D'autre part G. CHABRIER et G. MASCLE (1974) insistent sur les ressemblances frappantes entre la Provence et le domaine Sarde jusqu'au Néogène. Ces ressemblances portent sur le socle, la couverture et les déformations affectant ces deux ensembles. La méthode des emboîtements des talus continentaux permet de replacer la Sardaigne du Nord en face de la Provence, la Corse se situant alors dans le golfe de Gênes. (M. Westphal et al 1973).

En fait, la méthode des emboîtements est contestable, si elle se base sur les simples cartes bathymétriques ; l'extension de ces socles est beaucoup plus considérable. Ceci conduit évidemment à modifier le modèle, et tendrait à ramener à des proportions plus petites, les phénomènes de dérive. (L. MONTADERT 1976 communication orale).

Les résultats du paléomagnétisme conduit sur des formations comparables, les séries calcoalcalines permiennes de Corse et de Sardaigne, permettent à M. WESTPHAL et al (1975) de conclure à une rotation de 30° de la Corse et de 60° de la Sardaigne, en replaçant celles-ci dans leur position initiale, précédente.

La reconstitution faite par W. ALVAREZ et al (1974) propose une seule plaque Corse Sardaigne et Calabre située en avant (au S W) d'un segment de la chaîne alpine en Méditerranée, segment qui donnerait ultérieurement les Kabylies. (Figure 32).

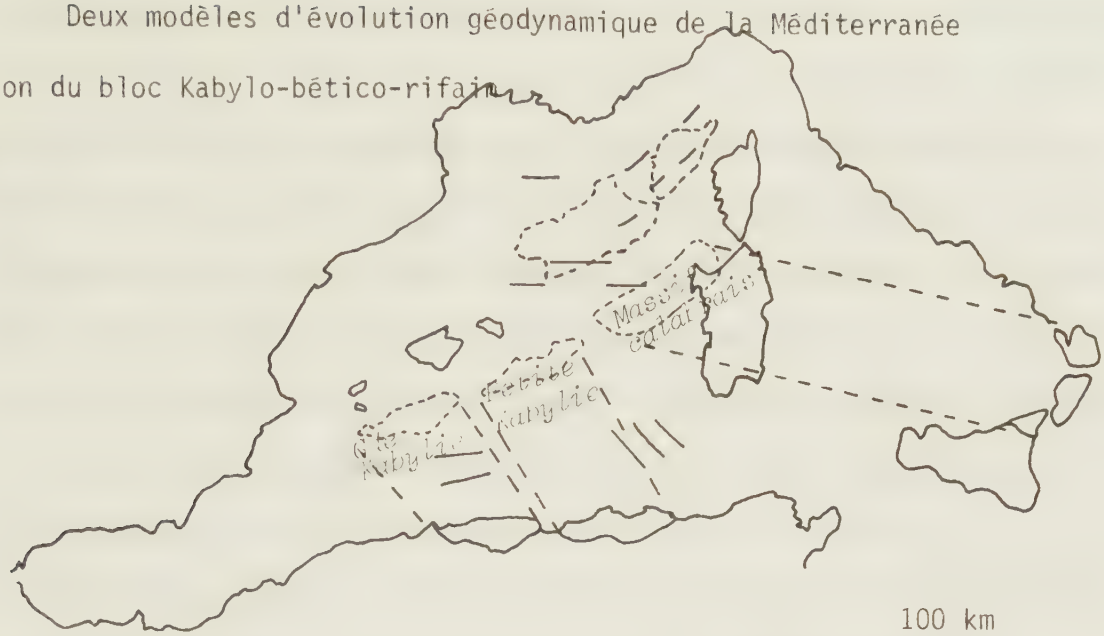
La reconstitution de J.M. AUZENDE et al 1973 fait appel à un angle de rotation faible de l'ensemble et envisage une dissociation de la Corse et de la Sardaigne qui serait bien marquée au niveau du Shait

FIGURE 32

Deux modèles d'évolution géodynamique de la Méditerranée

Dislocation du bloc Kabylo-bético-rifain

①



direction des linéations magnétiques principales
d'après R. BAYER et al (1975)

②

1 - d'après W. ALVAREZ et al - 1974.

2 - d'après J.M. AUZENDE et al - 1973

On notera les patries géographiquement différentes des massifs internes.

de Bonifacio. W. ALVAREZ (1974) suggère de placer là à un moment donné une limite de plaques.

Les résultats paléomagnétiques sont nombreux sur les formations volcaniques sardes d'âge néogène. Aucune investigation ne peut être faite en Corse à ce sujet, excepté un possible renseignement que pourrait apporter un niveau d'argiles cuites situées sous le niveau de tuf rhyodacitique de Balistra, daté à 17 MA (ce travail, voir chapitre II), dans l'hypothèse d'une cuisson due au dépot du niveau volcanique.

En Sardaigne, les résultats de VAN der VOO et ZIJDEWELD 1969, aboutissent à la démonstration d'une rotation trigonométrique de 40°.

Le volcanisme de Castelsardo (voir coupe et localisation sur la figure22 a été étudié du point de vue magnétisme, par DE JONG et al (1973). Les déclinaisons des volcanites les plus anciennes (âge ante-Serravalien) sont W., celles des formations plus récentes N.NW ; quant aux basaltes plio-pléistocènes, ils offrent une déclinaison N. Il y a donc eu une réorientation entre le début et la fin de l'activité volcanique calcoalcaline.

En 1974, C. COULON et al pensaient que l'actuelle position de la Sardaigne était déterminée à la fin de l'Oligocène.

En 1976 J.B. EDEL, ayant rééchantillonné ce volcanisme, peut trouver une déclinaison NW, à de rares exceptions près pour les laves calcoalcalines SA_1 ; SI_1 et SA_2 (voir la définition de ces séries dans le chapitre III). Puis il est possible de suivre le passage progressif de la déclinaison NW à la déclinaison N. L'application des résultats chronométriques K.Ar aux sites échantillonnés nous permet alors de préciser (H. BELLON et al 1976) le déplacement de la Sardaigne.

Le volcanisme sarde est relié, par principe à la dynamique propre de l'île. Les mécanismes complexes sont difficilement déchiffrables

à la lueur des résultats paléomagnétiques : il est envisagé un mouvement de rotation vers le SE, mouvement à grand rayon de courbure, indécelable pratiquement par le paléomagnétisme. Puis une rotation trigonométrique de 30° affecte l'ensemble des laves calcoalcalines précédemment mises en place entre 29 et 17 MA. La rotation a eu lieu entre 17 et 15 MA comme le suggère la comparaison des datations et la variation de la déclinaison des échantillons datés du NW vers le N. A 15 MA, la Sardaigne a acquis sa position actuelle.

b. La Calabre : (figure 33). Dans cette reconstitution, le moteur de la dérive, ainsi que le mouvement sont difficiles à admettre en l'absence de traces laissées. Elle appartiendrait à l'Ibérie, se situant en avant de la Corse et de la Sardaigne. Elle précéderait dans leur mouvement la Corse et la Sardaigne pour s'en désolidariser au moment où la Sardaigne viendrait buter au niveau de la Tunisie, contre la plaque Africaine. Son mouvement devient autonome s'achevant au moment de son positionnement actuel en zone charnière entre la plaque Européenne (Sud de l'Italie) et la plaque Africaine (Sicile). Il s'agit là du modèle proposé par ALVAREZ et al 1974. Le massif Calabrais est divisé en trois sous-unités,les Monts Péloritaires en Sicile, le Sila et l'Aspromonte Serra San Bruno en Italie. Ce socle est constitué par des gneiss, des phyllades et des granites du Primaire, repris en nappes et écailles par la tectonique alpine. Trois nappes ont été dénombrées par R. DUBOIS (1970), mises en place avant l'Oligo-Miocène.

Sur ces massifs existe une couverture sédimentaire, secondaire et tertiaire qui a été rattachée à la couverture des zones kabyles par A. CAIRE (1970). La couverture du socle péloritano-calabrais d'âge miocène est postérieure à la tectonique du socle.

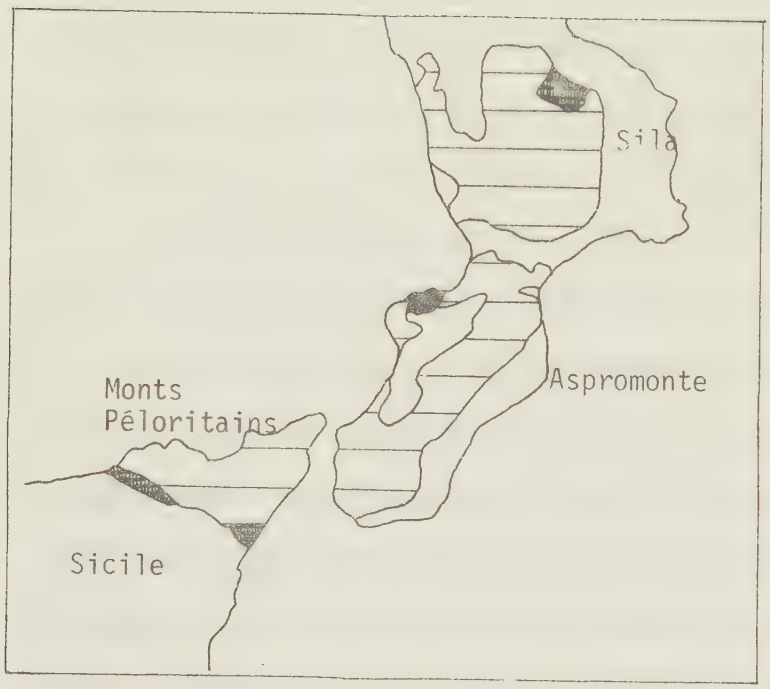


FIGURE 33

D'après Bousquet 1971

Les massifs calabrais

Socle
Couverture secondaire
Couverture tertiaire

Enfin, la chaîne des Apennins, passe au sud sous le socle calabrais, puisqu'elle apparaît en "fenêtre" sous celui-ci. Le chevauchement est antérieur à l'Oligo-Miocène (dans J.C. BOUSQUET.1971).

Cette deuxième approche est donc différente dans le temps de celle d'Alvarez. Les phénomènes seraient plus anciens probablement synchrones ou même légèrement antérieurs à la rotation de la Corse et de la Sardaigne. Nous verrons postérieurement que l'une ou l'autre des hypothèses a des conséquences géodynamiques fort différentes, quant à l'origine du bassin tyrrhénien.

c. Les massifs internes (figure 32)

Ils sont très probablement issus du massif kabylo-bético-rifain. Suivant l'extension d'ouest en est que l'on donne à ce dernier avant toute fragmentation, on peut faire venir les massifs kabyles du NW (W. ALVAREZ et al 1974) ou du NE (J.M. AUZENDE et al 1974). Pour ces derniers, les zones de fracture de l'Emile Baudot à l'ouest et la fracture nord-tunisienne à l'est correspondent à la direction de ces dérives. Enfin dans ce modèle, le segment le plus occidental de ce massif correspondrait à la plaque rifaine qui dans son sillage entraînerait la création du bassin d'Alboran.

L'âge du mouvement serait Ianghien (partie inférieure de la zone N8 de Blow). (Com. pers. de M. DURAND-DELGA dans Alvarez et al 1974).

Pour J.M. AUZENDE et al 1974, il serait ante-Burdigalien, âge connu de l'éjection des flyschs numidiens, considérés dans ce modèle en position externe.

Un problème demeure : Les mouvements des massifs kabyles, de la marge oranaise et de la plaque rifaine sont-ils synchrones, ou bien y a t-il découplage au niveau d'accidents majeurs entre ces blocs ?

FIGURE 34 : Le volcanisme "reconnu en mer Méditerranée". (interprêté, dragué ou foré).

1 *Matériel volcanique d'après Giermann et al 1968*

2 *Remplissage sédimentaire au Burdigalien (Olivet et al 1973)*

Les numéros 122, 123, K SO4, DR21, 134, DSDP372, renvoient aux dragages et aux forages ; de même Sagunto et Alger (voir dans le texte).

Nous souhaitons apporter une réponse à cette question en étudiant la chronologie du volcanisme de la marge africaine et en critiquant le modèle de J.M. AUZENDE et al (1974) à la lueur des renseignements apportés par l'étude du volcanisme au chapitre VII.

III. LES DONNEES DU VOLCANISME EN MER - figure 34 -

Trois modes d'investigations permettent d'avoir connaissance d'un volcanisme non actif, situé en mer.

1. Les méthodes géophysiques (magnétisme et sismique réflexion) mettent en évidence les structures ou les zones d'anomalie. De plus, les méthodes de sismique réflexion donnent une idée du substratum de ce volcanisme. Aucune idée d'âge ne peut ressortir de l'étude, si ce n'est dans le cas particulier de certaines structures ou volcanisme et sédimentaire environnant sont intimement liés.

2. Le dragage : procédé moyennement sûr quant à la patrie originelle de l'élément dragué, mais qui parce qu'il fournit des échantillons, permet d'approcher la nature pétrologique de ceux-ci (approcher car souvent l'altération vient modifier la nature profonde du magma comme le montrent dans les analyses chimiques publiées dans A. MAUFFRET (1976), les teneurs en H_2O libre plus qu'excessives).

3. Le forage : procédé sûr, puisqu'il permet d'affirmer la place exacte de l'échantillon, géographiquement et géologiquement.

A. La marge nord - africaine

La marge nord-africaine est marquée par des anomalies magnéti-

ques importantes. Les profils de sismique réflexion mettent en évidence des remontées du substratum acoustique. Or ces remontées sont interprétées comme liées à la présence de volcans. D'autre part, il y a une corrélation excellente entre les anomalies et les remontées : ceci conduit L. MONTADERT(1975) à lancer un appel de prudence quant à la recherche informelle des éléments tectoniques caractéristiques d'un bassin créé par expansion (stade de rifting, failles transformantes) à partir des seules anomalies magnétiques.

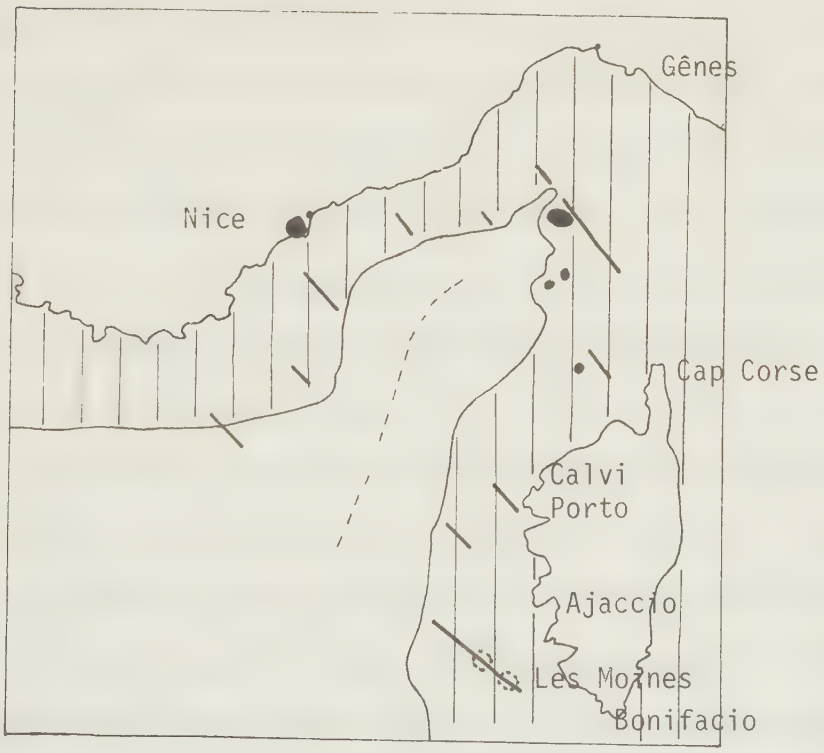
De plus,le volcanisme qui affecte les fissures peut être d'âge relativement varié et souvent d'âge plus jeune que celui proposé pour l'ouverture du bassin par expansion.

Un forage pétrolier au large d'Alger a révélé une sédimentation d'âge langhien au dessus de tufs volcaniques. (B. BIJU-DUVAL, J. J. BIZON 1974). En mer d'Alboran, (figure 35), le volcanisme se manifeste dans le relief selon G. GIERMANN et al (1968). Sur le banc de Djibouti, des fragments d'andésite ont été dragués, de même sur le banc Tofino et le banc de Xauen.

Signalons toutefois que les fragments de socle (phyllades) ne sont pas absents et que le forage Joïdes 121 révèle à -864 mètres des roches variées, formant le socle sismique qui serait formé par "des roches cristallophylliennes et anatexites associées" (W.D. NESTEROFF et W.B.F. RYAN 1973) très semblables aux gneiss de Canta. Ces roches datés par "K.Ar" ont donné un âge de 16 $\pm$ 1 MA montrant un rajeunissement certain.

Le schéma structural de la mer d'Alboran présenté par J.M. AUZENDE et al (1975) montre deux directions NE .SW et NW . SE marquées par des volcans reconnus ou supposés d'après les données du magnétisme de A. GALDEANO et al (1974).

Structures volcaniques en mer d'Alboran occidentale.



Volcan

Anomalies magnétiques

Socle continental

Axe de la Mer Ligure ?

FIGURE 36

FIGURE 36 A

La mer ligure, la marge corse et les structures volcaniques.

B. La marge espagnole .

a. Sur la marge sud-baléares un dragage sur l'Emile Baudot a rapporté des ponces basaltiques (G. DESFORGES 1973).

A l'ouest de l'Emile Baudot en continuité de direction avec le Cap de Palos (Mas Menor) des reliefs volcaniques sont interprétés à partir des anomalies magnétiques. Au nord d'Alicante, un dragage a donné des péridodites et des pyroxénites à olivine. (A.M.BORSETTI et al 1974).

b. Sur la marge nord-baléares, le forage de Sagunto révèle 600 mètres de volcanosédimentaire "trachytique" dans de l'infra-Tortonien. (E. WINNOCK - 1973). Ce forage est implanté au N.E de Valence.

Les deux forages profonds,DSDP 122 et 123,sont situés au nord de Majorque. Le forage 122 implanté en contrebas d'un volcan atteint sous le Pliocène à -150 mètres des graviers de basalte et du gypse. (W.B.F. RYAN et al-1973). Le forage 123, profond de 398 mètres, atteint après une lacune du Miocène supérieur et moyen, des cendres volcaniques à-268,5 mètres. Leur nature est trachytique. La teneur en Al_2O_3 de 10,5 %, donc faible vis à vis des teneurs couramment rencontrées dans le volcanisme calcoalcalin pour SiO_2 = 63,5 %, montre que ce volcanisme n'est pas de nature calcoalcaline, mais représente certainement un différencié du volcanisme alcalin. De même, les basaltes du forage 122 sont comparés aux "alboranites". Or en reprenant les analyses chimiques publiées dans "Initial reports of the deep sea drilling project, vol.XIII de 1973, p. 771", on peut montrer que ceux-ci sont des basaltes alcalins, se situant dans un diagramme alcalins-silice entre les lignes AB et GH et proches de GH c'est à dire des laves fortement alcalines. (voir chapitre V).

Ceci est très différent de l'interprétation donnée jusqu'ici

de la présence d'une lignée calcoalcaline dans le Golfe de Valence, par WEIBEL et HSU (1973). De plus si l'âge du volcanisme du forage 123 est connu (21 ± 2 MA par K.Ar et Traces de fission G. FERRARA et al 1973), l'âge du basalte n'est pas connu.

Un carottage de basalte à olivine a été fait au SW du forage 122 dans un relief volcanique de 700 mètres de haut. L'analyse géochronologique (Albarède dans A. MAUFFRET-1976) donne un âge de 4,5 ± 0,5 MA qui doit être considéré avec prudence en raison de l'altération de l'échantillon.

A l'est de Minorque,le forage DSDP 372 a atteint une série d'âge aquitanien et burdigalien inférieur recèlant des verres volcaniques. (K.J. HSÜ et L. MONTADERT 1976).

Enfin au nord de Minorque,le dragage DR 21 a rapporté du basalte à olivine.

En conclusion, la marge espagnole élargie aux îles Baléares, montre à l'heure actuelle un volcanisme typiquement alcalin. La période d'activité remonterait peut être à 21 MA.

C. La marge corse et le volcanisme : La mer ligure (figure 36 A)

La marge corse a été réexaminée récemment (M. GENNESSEAUX, J.P. REHAULT 1975).

Des appareils volcaniques sous-marins ont été mis en évidence au nord de la Corse, près du Cap Corse et au sud, près de l'île des Moines. Ces volcans forment des alignements. Ainsi,entre Ajaccio et Bonifacio, il existe deux alignements NW -SE marqués par des anomalies magnétiques, interprétés comme des failles transformantes (GENNESSEAUX et al 1974), et ponctués de volcanisme. Entre le Cap Corse et Calvi, sur la pente continentale affleurent des reliefs isolés sur lesquels ont été

dragués des "ignimbrites, andésites, trachytes". Ces pointements sont emoyés par la série salifère et de ce fait sont donc ante-messiniens. (J.P. REHAULT et al 1974).

A terre un seul pointement est connu près de l'étang de Balistra entre Bonifacio et Porto-Vecchio. Il s'agit d'un épisode explosif acide. (se reporter au chapitre II.- Sardaigne-Corse et chapitre 3).

d; La mer tyrrhénienne. (figure 36 B)

Sur sa marge sud-est, l'arc volcanique des îles Eoliennes est une structure active, en voie de stabilisation. (F. BARBERI et al 1974). De même, le rift récent de Panteleria dans le détroit siculo-tunisien, confirme par sa présence l'activité volcanique actuelle de ce secteur.

En mer tyrrhénienne, les forages et les dragages opérés, ont remonté des basaltes tholéiitiques et des basaltes alcalins.

tholéiitiques : M. MAGNAGHI, M. VAVILOV, M. MARSILI

alcalins à olivine : M. PALINURO, M. GLAUCO, est du M. DREPANO.

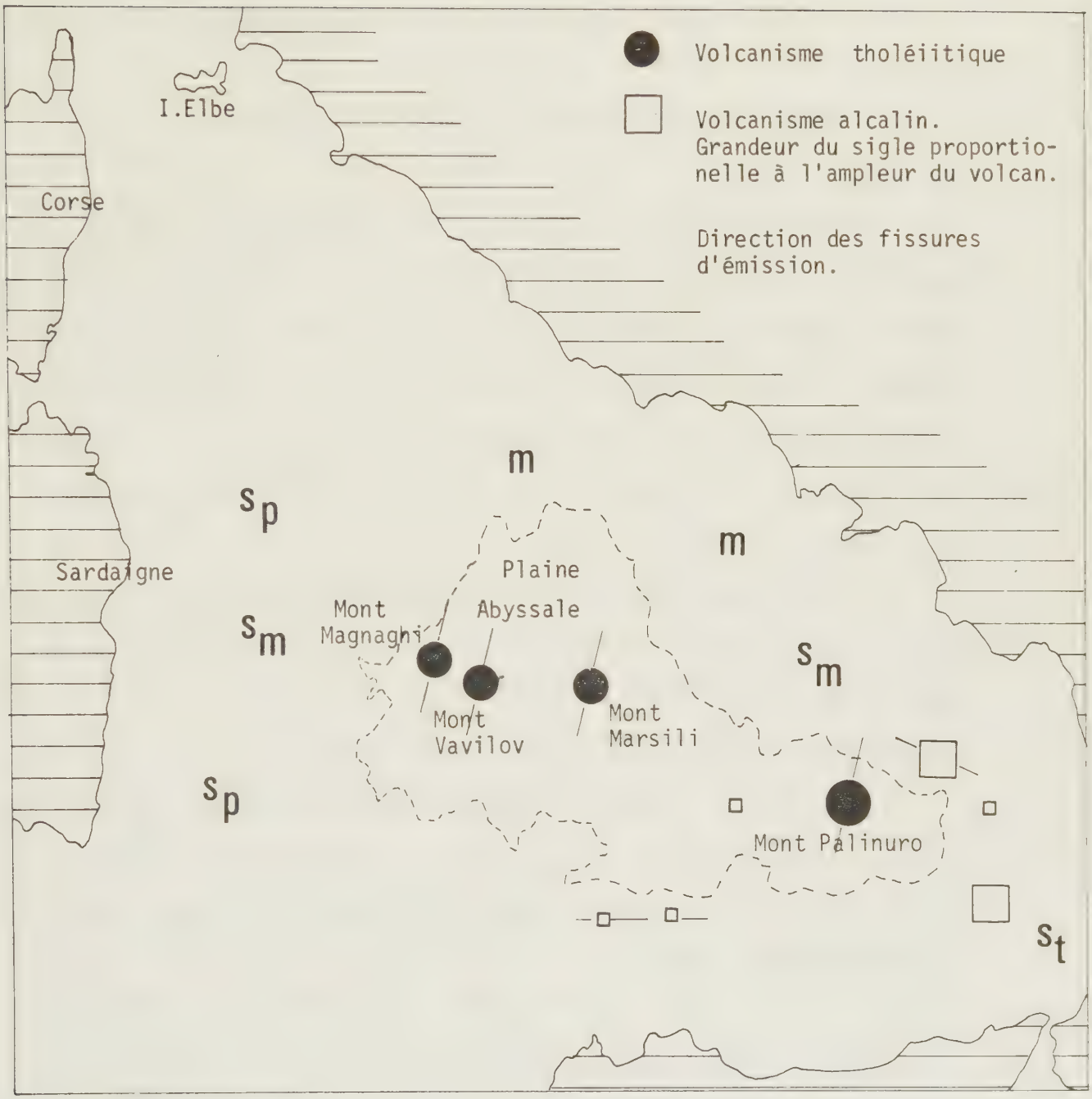
La datation de basaltes tholéiitiques forés confère à ces derniers des âges qui pour les plus anciens sont de 6,5 MA (G. FERRARA et al 1976 à paraître).

IV. LES DONNEES DU MAGNETISME

Déjà très largement utilisées au cours du paragraphe 3, les linéations magnétiques semblent en rapport avec le magmatisme qui injecte le substratum. Pour R. GONNARD et al (1975) elles correspondent à la présence de remontées intrusives du socle océanique . Dans le bassin algéro provençal, R. BAYER et al (1973) ont reconnu trois ensembles de liné-

FIGURE 36 B

La Mer Tyrrhénienne



s_p Sédiments déposés au Pliocène

s_m Sédiments déposés au Messinien

s_t Sédiments déposés au Tortonien

m Roches métamorphiques (croûte continentale)

ations dans la zone située sous l'isobathe 2500 mètres.

- une zone nord où les linéations sont E-W à SW-NE;

- une zone sud-est où les linéations sont NW-SE. Entre Minorque, l'Algérie et la Sardaigne, celles-ci sont plus ou moins symétriques par rapport à un axe central.Ceci présente une similitude avec une zone d'expansion.

- une zone sud-ouest où les linéations sont E-W.

Reconnaissant alors les linéations présentant une symétrie, ces auteurs considèrent pour le bassin des Baléares une ouverture de type sea-floor spreading, analogue à une ouverture derrière une frontière de plaque en consomption, comme le propose KARIG (1971) pour les bassins marginaux. Le modèle est très différent de ceux proposés dans le paragraphe 2 de ce chapitre puisque la reconstitution initiale donne une microplaque Sardaigne-petite Kabylie.

Au Sud-Ouest de l'Iglesiente (Sardaigne méridionale) les anomalies sont parallèles à la zone de fracture Baléares-Sardaigne. (J.M. AUZENDE et al-1974).

Ces fractures sont injectées de volcanisme.

Au Sud de la Corse, l'anomalie magnétique NW-SE qui se prolonge jusqu'à la baie des Moines est injectée de volcanisme. J.M. AUZENDE et al (1973) pensent qu'il s'agit de cicatrices laissées par la dérive de la Sardaigne et de la Corse.

V. LES GRANDES DIRECTIONS DE FRACTURATION

Elles sont souvent révélées par les anomalies magnétiques. Elles sont en effet souvent injectées de volcanisme.

Deux grandes directions existent, NW-SE et NE-SW, et constituent un héritage tardi-hercynien sur les deux plaques, européenne et africaine. Depuis l'Eocène supérieur début de l'affrontement direct entre les deux plaques, ces directions rejouent souvent en décrochement, absorbant de ce fait une partie de la compression. Ainsi pour J. PAQUET (1974) le domaine interne, dans les Cordillères bétiques, est découpé en lanières suivant la direction W-SW par des accidents coulissants à l'Eocène.

A. Direction NE-SW.

1. Sur la marge espagnole et en Espagne :

En Catalogne les horsts et grabens du Miocène supérieur rejouent selon cette direction. De plus elle est conjuguée à la direction NW-SE jouant alors en sens sénestre. Toute la zone volcanique d'Espagne méridionale est affectée par un accident NE-SW.

2. Sur la marge africaine.

Au Maroc, l'accident du Nekor est orienté NE-SW. Long d'une cinquantaine de kilomètres à l'affleurement, il joua en décrochement sénestre au moment du charriage des nappes rifaines au Miocène moyen (E. BRAUD-CAIRE 1975). Cette direction est aussi celle du seuil d'Alboran et de l'Emile Baudot (marge Baléares). La région d'Oran est affectée par les fractures NE-SW.

L'accident nord-tunisien "fracture nord-tunisienne "alignement de reliefs de socle" s'étend sur 300 km du S.E de la Sardaigne au Cap

Rose en Algérie à l'est d'Annaba (ex. Bône). Sa largeur est de 30 km. (J.M. AUZENDE et al 1974).

3. En France .

C'est la direction moyenne des grands fossés d'effondrement, active depuis 60 millions d'années.

B. Direction NW-SE.

1. Sur la marge espagnole

Elle est dominante dans le golfe de Valence entre les îles Baléares et jusque sur la marge sud de celles-ci (A. MAUFFRET 1976). Conjuguée à la direction NE-SW, elle joue en sens dextre.

A terre, dans la région de Murcie, c'est la direction de la tectonique distensive ante-tortonienne.

2. Sur la marge africaine

Elle est conjuguée à la direction NE-SW.

3. En Sardaigne et en Corse.

C'est la direction du grand fossé du Campidano en Sardaigne. C'est la direction du détroit de Bonifacio.

En Corse les canons de la côte ouest sont orientés suivant cette direction, majeure également en mer ligure.

En conclusion :

Dans tout le bassin nord occidental et à l'est du bassin nord algérien, la direction NW-SE est majeure.

Au contraire dans le bassin nord-algérien, c'est la direction NE-SW qui est majeure. Ainsi le volcanisme du Maroc, d'Oujda, de l'Oranais s'étend suivant cette direction.

VI. LES CONNAISSANCES DU SUBSTRATUM APPORTEES PAR LA GEOPHYSIQUE

X. LE PICHON et al (1971) ont donné une carte synthétique montrant les limites respectives du socle continental et du substratum océanique.

1. Le golfe de Valence est de nature continentale, mais à la suite de distensions est injecté par du volcanisme.

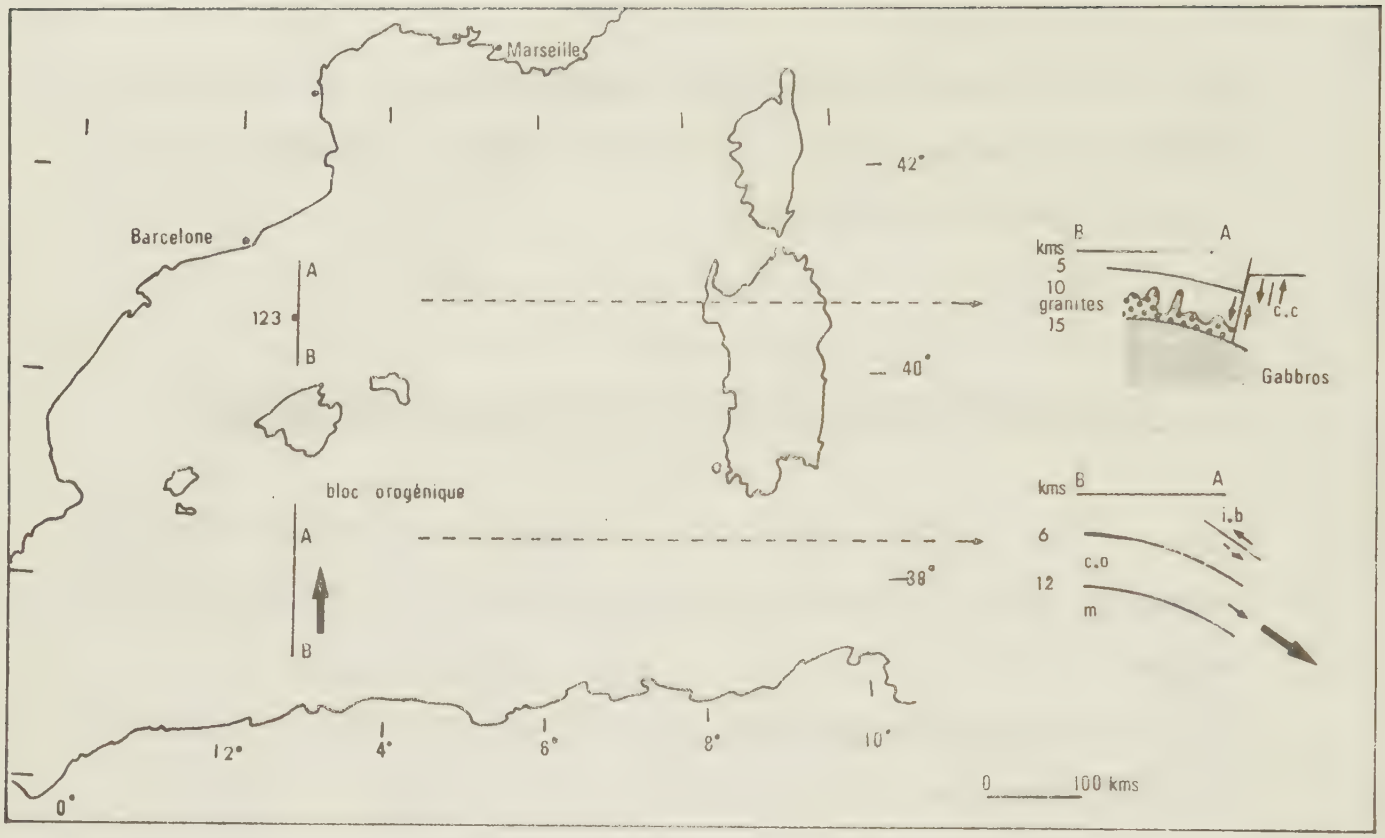
Une interprétation du profil géophysique ANNA II a été donnée par K. HINZ (1973). Nous avons utilisé sa proposition dans la figure 37 montrant la basification intensive du socle continental. Ce processus est à mettre en relation avec la dérive du bloc Corso-Sarde et le mouvement vers le SE d'âge oligocène de Minorque (dans A. MAUFFRET 1976).

2. Dans le bassin nord-algérien, le profil ANNA III (K. HINZ) indique qu'il y existe une croûte océanique de 5 km d'épaisseur.

Toutefois l'Emile Baudot constituerait le prolongement immergé de la Sierra de Levante (vitesse 3,2 à 4,7 $km \cdot s^{-1}$).

La fermeture orientale du bassin nord-algérien est continentale au niveau de l'accolement du socle sarde et de la Tunisie.

3. La partie occidentale, en mer d'Alboran est de nature océanique comme le montre la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic, de 7km. (G. PERRIER et al 1974). Sous le Rif, elle est de 40 km, et de 30 km seulement sous l'Espagne. (Sondage sismique profond nord sud de Las



ANNA CRUISE

STRUCTURE GEOPHYSIQUE INTERPRETEE de part et d'autre des Baléares d'après K. HINZ (1972).

Absence de phase tectonique jusqu'au Burdigalien inférieur.

FIGURE 37

c.o. croûte océanique
c.c. croûte continentale
m manteau

Remarque importante : granites et gabbros n'ont ici aucunement le sens pétrologique, mais revêtent une signification géophysique.

La flèche orientée de A vers B au sud de Majorque signale le sens de subduction de la plaque africaine sous la plaque européenne.

Entinas en Espagne au Cap des Trois Fourches au Maroc).

La largeur du bassin est étroite et donne l'impression d'une zone moins océanisée que le bassin algéro-provençal. (J.M. AUZENDE et al. 1973).

4. La mer ligure .

Le Moho se placerait à -11km ce qui permet de dire que sa nature est océanique. Au sud, sous la Corse,le Moho est à 30 km. (M. DURAND-DELGA 1974).

CHAPITRE V

LES ELEMENTS PETROLOGIQUES

CHAPITRE V

LES ELEMENTS PETROLOGIQUES

Le tableau de présence des roches volcaniques et des roches plutoniques présenté ci-dessous est un inventaire général du magmatisme néogène périméditerranéen, qui doit permettre d'en apprécier la qualité.

Tableau de présence des roches volcaniques

1 - Roches à teneur en SiO_2 comprise entre 48 et 53 %.

France	Sardaigne	Alboran	Espagne	Maroc	Algérie	Tunisie
x	x	x	x	x	x	x

2 - Roches à teneur en SiO_2 comprise entre 53 et 63 %

France	Sardaigne	Alboran	Espagne	Maroc	Algérie	Tunisie
x	x	jusqu'à 60 %	x	x	x	x

3 - Roches à teneur en SiO_2 comprise entre 63 et 68 %

France	Sardaigne	Alboran	Espagne	Maroc	Algérie	Tunisie
non	x	non	x	x	x	x

4 - Roches à teneur en SiO_2 supérieure à 68 %

France	Sardaigne	Alboran	Espagne	Maroc	Algérie	Tunisie
non	x	non	x	x	x	non

Tableau de présence des roches plutoniques : granitoïdes s.l.

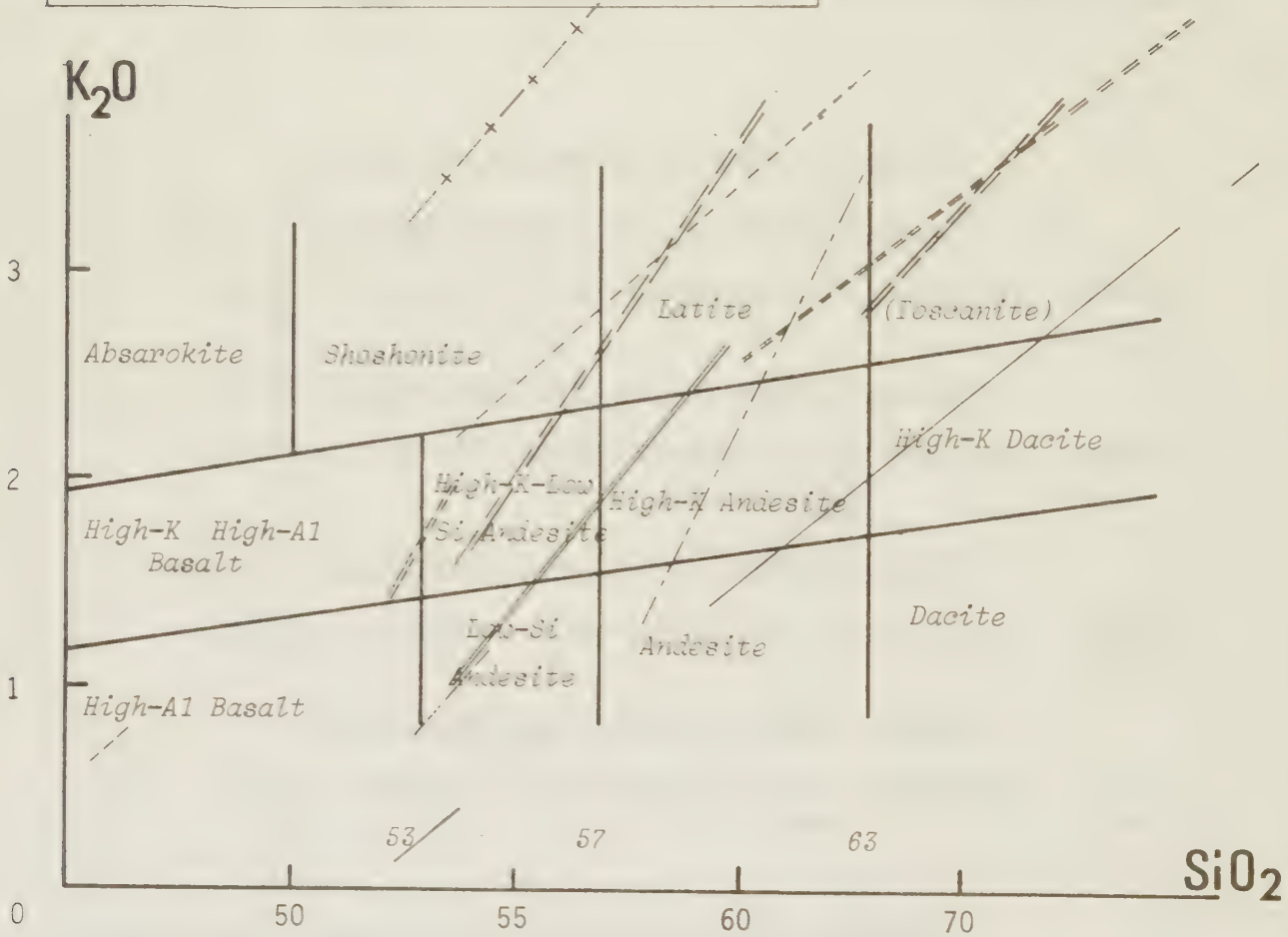
France	Sardaigne	Alboran	Espagne	Maroc	Algérie	Tunisie	Galite
oui	non	non	rare	oui	oui	oui	oui

La teneur en silice, premier élément géochimique de discrimination, a été choisie en accord avec toutes les classifications proposées; les bornes du découpage sont celles utilisées par D.E. MACKENZIE et CHAPPELL(1972). (figure 38).

LES LAVES CALCO ALCALINES DE LA MEDITERRANEE

DANS LA CLASSIFICATION DE MACKENZIE ET CHAPPELL

Ce diagramme proposé pour les laves de Nouvelle Guinée présente une classification K_2O, SiO_2 mal adaptée aux séries méditerranéennes.
Ceci montre en fait que la corrélation K_2O / SiO_2 est régionale et non générale. Elle existe la plupart du temps, mais elle doit être définie (pente de la droite) régionalement.



Espagne
Ras Tarf
Gourougou
Guilliz
Oranais
Algérois

SA_3
SA_2
SA_1
Sardaigne

FIGURE 38

Les analyses utilisées,pour la plupart nouvelles,ont été réalisées au CRPG de Nancy,à l'Université de Paris VI (analystes CORBIERE, NETILLARD, BERAUD),à Orsay (Analystes R. DURET, PANTALONI pour K_2O H. BELLON),à l'IGAL (analyste P. BORDET).

I. LES LAVES CALCOALCALINES

A. La dénomination des laves appartenant à une suite calcoalcaline peut être faite dans un cadre strictement géochimique. En première approximation, il peut exister une corrélation significative entre les teneurs en K_2O et les teneurs en SiO_2. Dans le cadre d'une telle corrélation, MACKENZIE et CHAPPELL ont proposé en 1972 une classification des laves. J'ai repris dans la figure 38 cette classification,en y reportant les droites moyennes K_2O/SiO_2 calculées pour chaque population de laves étudiées. Ces droites sont définies dans un intervalle de $\pm$ 0,3% K_2O de part et d'autre de la ligne. Ces populations ont été définies dans les cas suivants :

1 - Laves d'Espagne, non comprises les lamproïtes et les laves calcoalcalines dans lesquelles le potassium, en teneurs très élevées, pourrait être ajouté lors de phénomènes secondaires (voir discussion au chapitre III).

2 - Laves du Maroc,scindées en trois groupes,représentant les trois volcans distingués sur le terrain à cause de leur période d'activité propre et de leur position géographique bien déterminée.

3 - Laves de l'Oranais

4 - Laves de l'Algérois

5 - Laves de Cavallo.

6 - Les laves de Sardaigne qui constituent l'élément de compa-

raison, ont été scindées en trois groupes qui recouvrent les trois séries SA_1, SA_2 et SA_3.

Quelques constatations à partir de ce diagramme.

1. Les laves les plus potassiques se rencontrent au Maroc dans les volcans du Gourougou et du Guilliz. L'enrichissement en K_2O est fort dans le Gourougou, comparable à celui de la série SA_2 de Sardaigne, faible dans le Guilliz, plus faible que celui de la série SA_3 de Sardaigne.

2. Parmi les populations de laves où les teneurs en K_2O représentatives ne dépassent pas 3,5 %, on peut constater la présence de populations à enrichissement en K_2O fort par rapport à SiO_2 (comparables aux séries SA_1 et SA_2 sardes) et de populations à enrichissement en K_2O moyen (comparable à la série SA_3 sarde pour ses termes à SiO_2 60 %).

a - enrichissement fort :

Algérois, et dans une moindre mesure le Ras Tarf au Maroc.

b - enrichissement moyen :

Oranais, Espagne, Cavallo.

3. C'est au sein des laves d'Espagne que l'on retrouve des termes basiques du type "andésite basique" à faible teneur en SiO_2 (51 à 53 %) et faible teneur en K_2O (0,4 à 0,6). Ces laves peuvent être comparées aux laves basiques du Cixerri, du Mont Arcuentu, de la Marmilla et du Sarroch en Sardaigne méridionale.

B. Analyse géochimique détaillée de chaque série :

Le tableau 48 donne les valeurs moyennes en silice, potassium, sodium, aluminium, magnésium, fertotal (reconverti en FeO suivant la relation $FeO_{Total} = FeO + 0,9\ Fe_2O_3$) et calcium, des laves de Sardaigne.

Le Tableau 49 donne ces mêmes valeurs moyennes recalculées

TABLEAU RECAPITULATIF DES CARACTERES GEOCHIMIQUES DU CORTEGE CALCOALCALIN DE SARDAIGNE

Région	Termes pétrographiques et Lieu	Minéralogie	Géochimie	%	Exemples d'échan. n° datés
Sardaigne Septentrionale Anglona	1. Termes basiques	Pl + Cpx + Olivine Pl + Cpx + Opx + Ol	$52 < SiO_2 < 53$ $16,3 — Al_2O_3 — 20$ $4,5 — MgO — 5$ $8 — CaO — 9$ $K_2O / Na_2O > 1$ $FeO \simeq 8$		
	2. Andésites	Pl + Cpx + Opx	$53 < SiO_2 < 57,7$ $16 — Al_2O_3 — 20,0$ $2 — MgO — 4$ $6 — CaO — 8$ $2 — K_2O — 3,2$ $FeO \simeq 7,5$ à $5,5$		1842 2245 2235
Sardaigne nord-occidentale. SA_1	1. Basaltes alumineux sous-satu saturés	Plagio - basique Cpx et Pl calciques	$SiO_2 \simeq 45$ $17 — Al_2O_3 — 18$ $6,6 — MgO — 7$ $CaO \simeq 12$ $FeO \simeq 12$ $Na_2O + K_2O \simeq 3$		
	2. Basaltes alumineux porphyriques.	60% de Phénocristaux Pl, Ol, Cpx, opaques	$47 < SiO_2 < 51$ $17 — Al_2O_3 — 20$ $4 — MgO — 5$ $11 > CaO > 8$ $FeO \simeq 10$		1864
	3. Andésites Cap Marargiu	Pl, Opx, Cpx, Op F. Alc + O,ds la pate	$54 < SiO_2 < 60$ $20 > Al_2O_3 > 17$ $2,7 — MgO — 3,8$ $8,5 > CaO > 5,8$ $1 < K_2O < 2,5$ $FeO \simeq 8,$ à $6,5$		1862 1453

TABLEAU 48 (suite)

TABLEAU RECAPITULATIF DES CARACTERES GEOCHIMIQUES DU CORTEGE CALCOALCALIN DE SARDAIGNE (suite)

Région	Termes pétrographiques et Lieu	Minéralogie	Géochimie	Exemples d'échan. n° datés
Les séries SI_1 et SI_2 sont examinées dans un autre tableau, chapître V, §3c.				
SA_2	1. Andésites	Pl, Cpx, Opx, Op.	$54 < SiO_2 < 60$ $18 > Al_2O_3 > 16$ $3,8 > MgO > 1$ $7 > CaO > 4$ $1,5 < K_2O < 3,8$ $FeO \simeq 8$ à 5	1444 1129 940
	2. Dacites	Pl, Cpx, Opx, Op.	$63 < SiO_2 < 66$ $Al_2O_3 \simeq 15,6$ $1,3 > MgO > 0,8$ $3,9 > CaO > 2,7$ $2,8 < K_2O < 3,6$ $FeO \simeq 5,5$ à 3,5	920
SA_3	1. Andésites basiques	Amph, biot, Cpx, Opx rare. Op. F. Alc. + tridym. dans la pâte.	$SiO_2 \simeq 52$ $17,3 - Al_2O_3 - 18$ $MgO \simeq 4,5$ $8 - CaO - 9$ $1 - K_2O - 2$ $FeO \simeq 8,5$	11
	Hiatus			
	2. Termes acides Andésites, Dacites.	Amph, biot, Cpx, Op, F. Alc.+tridym. dans la pâte.	$60 < SiO_2 < 71$ $18 > Al_2O_3 > 14$ $1 > MgO > 0,3$ $4,9 > CaO > 2$ $2,4 < K_2O < 4,1$ $FeO \simeq 4,5$ à 2,5	30

TABLEAU RECAPITULATIF DES CARACTERES GEOCHIMIQUES DU CORTECE CALCOALCALIN DE SARDAIGNE (suite)

Région	Termes pétrographiques et Lieu	Minéralogie	Géochimie	Exemples d'échan. n° datés
Sardaigne centre occidentale Montiferru	Andésites		$54 < SiO_2 < 57$ $17 — Al_2O_3 — 19,6$ $K_2O \simeq 2$ $FeO \simeq 9$ à 7	
Sardaigne méridionale	1. Marmilla	Basaltes à Cpx et Ol.	$47 < SiO_2 < 57$ $17,5 — Al_2O_3 — 19,0$ $4 — MgO — 5$ $10 — CaO — 12$ $K_2O < 0,4$ $FeO \simeq 8$ à 7	2036
		Termes plus acides à Cpx, Opx et Ol.		
	2. Mont Arcuentu	Cpx, Opx, ± Ol ou Ol, Cpx ± Opx	$52 < SiO_2 < 54$ $14 — Al_2O_3 — 17$ $4 — MgO — 7$ $8,5 — CaO — 11,8$ $0,4 — K_2O — 1,5$ $FeO \simeq 8$ à 9	2050 2061 2057
	3. Cixerri	Laves basiques et laves acides	$46 \simeq SiO_2 \quad SiO_2$ $17,7 — Al_2O_3 — 18,3$ $4,8 > MgO > 2,1$ $10,7 — CaO — 6$ $0,6 — K_2O — 2$ $11 > FeO > 4,5$	59
	4. Sarroch	Basaltes à andésites	$47 < SiO_2 < 57$ $16 < Al_2O_3 < 20$ $4 > MgO > 1,8$ $10 > CaO > 6$ $0,6 < K_2O < 2$ $13 > FeO > 7$	

TABLEAU 48 (suite)

TABLEAU RECAPITULATIF DES CARACTERES GEOCHIMIQUES DU CORTEGE CALCOALCALIN DE SARDAIGNE (suite)

Région	Lieu et Termes pétrographiques	Minéralogie	Géochimie	Exemples d'échan. n° datés
	5. Mont Narcao Basaltes à andésites.	Pl, Cpx, Opx,	$51,8 < SiO_2 < 62,7$ $17 - Al_2O_3 - 17$ $3,8 - MgO - 1,5$ $10 - CaO - 6$ $1 < K_2O < 1,7$ $8 > FeO > 5$	160
	6. San Antiocho Andésites	Pl, Cpx, Opx.	$SiO_2 \simeq 55$ $Al_2O_3 \simeq 18,5$ $MgO \simeq 2,8$ $7 - CaO - 8,5$ $K_2O \simeq 1,2$ $FeO \simeq 8$	

Remarques :

1. Ce tableau a été dressé à partir des analyses chimiques nouvelles ou reprises dans des travaux antérieurs et données par L. BAQUE, 1974.

2. Les désignations pétrographiques sont faites en fonction de la teneur en SiO_2. (coupure en trois champs en $SiO_2 < 53$ %, SiO_2 compris entre 53 et 63 %, $SiO_2 > 63$ % et < 68 %).
La teneur en SiO_2 est donc la première valeur donnée.

3. On a considéré, pour un lieu géographique donné, la variation régulière de la teneur en SiO_2 à l'intérieur de chaque champ ; dans ce cas, nous avons utilisé la notation $< SiO_2 <$.
S'il existe une corrélation entre la variation d'autres éléments et celle de la teneur en SiO_2, la variation et son sens sont indiqués de la façon suivante :

pour $< SiO_2 <$ croissant
$> \times >$ décroissant
$< \times <$ croissant

Si la variation est désordonnée, en fonction de SiO_2, seules les limites extrêmes de celle-ci sont indiquées de la façon suivante :

$< SiO_2 <$
valeur — $\times$ — valeur.

4. Dans la suite de ce travail, nous ferons référence à ce tableau.

TABLEAU 49

CARACTERES GEOCHIMIQUES MAJEURS DU VOLCANISME CALCOALCALIN

PERI-MEDITERRANEEN OCCIDENTAL (à l'exception de la Sardaigne)

Région	Lieu	Géochimie		
1. Maroc	1.Ras Tarf	$53 < SiO_2 < 55$ $Al_2O_3 \simeq 19$ $MgO \simeq 3$ $8 - CaO - 10$ $0,7 - K_2O - 1,2$ $0,3 - K_2O/Na_2O - 0,5$ $FeO \simeq 7,5$		
			Nador	Trois Fourches Tidienit
	2. Gourougou	$51,6 < SiO_2 < 56,8$	66,4	$SiO_2 \simeq 71,0$
		$16,3 - Al_2O_3 - 19,5$	16,2	$11 - Al_2O_3 - 13$
		$1,7 - MgO - 3,6$	0,4	$1,6 - MgO - 1,$
		$7,4 - CaO - 10$	1,6	$1,9 - CaO - 1,1$
		$3 - K_2O - 3,6$	6,6	$3,3 - K_2O - 5,3$
		$1,07\ K_2O/Na_2O\ 1,5$	1,5	$1,2 - K_2O/Na_2O - 1,6$
		$8 - FeO - 6$		
	3. Guilliz	$62 < SiO_2 < 68$ $Al_2O_3 \simeq 15,5$ $1,2 - MgO$ $2,4 - CaO$ $5 - K_2O - 5,3$ $0,75 - K_2O/Na_2O - 1,1$ $FeO \simeq 3,2$		
2. Algérie	1. Oranais	$55 < SiO_2 < 60$ $19,4 > Al_2O_3 > 17$ $2,2 > MgO > 0,4$ $5,9 > CaO > 4,7$ $3,1 < K_2O < 4,3$ $0,75 < K_2O/Na_2O < 1,5$ $FeO \simeq 4,1$ à $5,7$		

TABLEAU 49 (suite)

CARACTERES GEOCHIMIQUES MAJEURS DU VOLCANISME CALCOALCALIN

PERI-MEDITERRANEEN OCCIDENTAL (à l'exception de la Sardaigne)(suite)

Région	Lieu	Géochimie	
Algérie			
	2. Algérois	$58 < SiO_2 < 63$	$SiO_2 \simeq 74$
		$14,4 - Al_2O_3 - 16,6$	$Al_2O_3 \simeq 11,4$
		$4,6 > MgO > 1,1$	$MgO \simeq 0,1$
		$7,8 > CaO > 2,4$	$CaO \simeq 0,1$
		$1,5 < K_2O < 5,1$	$K_2O \simeq 9,4$
		$0,6 - K_2O/Na_2O - 3$	$K_2O/Na_2O = 14,5$
		$FeO \simeq 6$ à $3,5$	$FeO \simeq 0,5$
	3. Cavallo	$58 < SiO_2 < 68 - 71$	
		$14,4 < Al_2O_3 < 15,4$	
		$3,9 > MgO > 1,2$	
		$7,6 > CaO > 5,8$	
		$1,6 - K_2O - 1,8$	
		$K_2O/Na_2O \simeq 0,6$	
		$5,4 - FeO - 3,0 - 0,7$	
3. Tunisie	Nefza	$65 < SiO_2 < 67$	
		$14,5 < Al_2O_3 < 16,5$	
		$1,2 > MgO > 0,9$	
		$2,3 < CaO > 2,9$	
		$1,7 - K_2O - 4,8$	
		$5 - FeO - 3,6$	
4. France	Cap d'Ail	$51,8 < SiO_2 < 56,3$	
		$17,5 - Al_2O_3 - 20,6$	
		$1,8 - MgO - 4,0$	
		$9,2 - CaO - 8,1$	
		$0,6 - K_2O - 1,4$	
		$FeO \simeq 8$	

TABLEAU 49 (suite)

CARACTERES GEOCHIMIQUES MAJEURS DU VOLCANISME CALCOALCALIN

PERI-MEDITERRANEEN OCCIDENTAL (à l'exception de la Sardaigne) (suite)

Région	Lieu	Géochimie	
5. Espagne	1. Cap de Gate	$51,2 < SiO_2 < 71$ $19,5 > Al_2O_3 > 13$ $5,4 - MgO - 1,5$ $10,9 > CaO > 6,$ $0,6 < K_2O < 4,0$ $0,3 - K_2O/Na_2O - 1$ $7 - FeO - 4$	Certaines teneurs atteignent 10%. Il s'agit d'un enrichissement en K par hydrothermalisme (absence de felds. K dans la pâte) du verre .
	2. Carboneras	$59 < SiO_2 < 68$ $21,9 > Al_2O_3 > 15,7$ $2,4 - MgO - 1,4$ $2,4 - CaO - 5,0$ $0,9 - K_2O - 2,9$ $0,35 - K_2O/Na_2O - 1$ $6 - FeO - 4$	
	3. Mazzaron Cartagène	$58 < SiO_2 < 61$ Al_2O_3 $3,5 - MgO - 5$ CaO $1,5 < K_2O < 2,5$ $7,5 - FeO - 6$	

FIGURE 39

SARDAIGNE

Laves calco-alcalines de Sardaigne

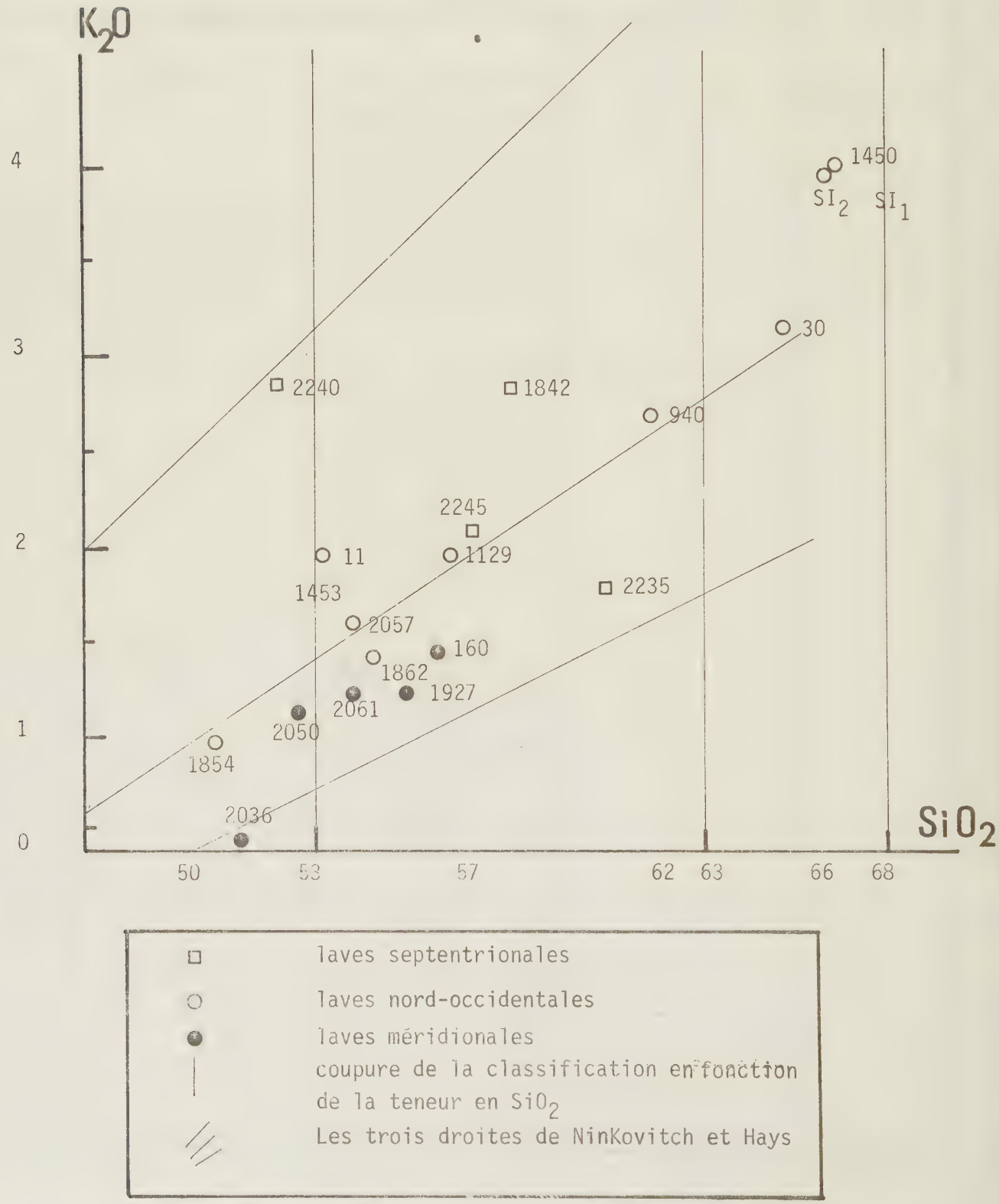


FIGURE 40

MAROC

Laves calco-alcalines

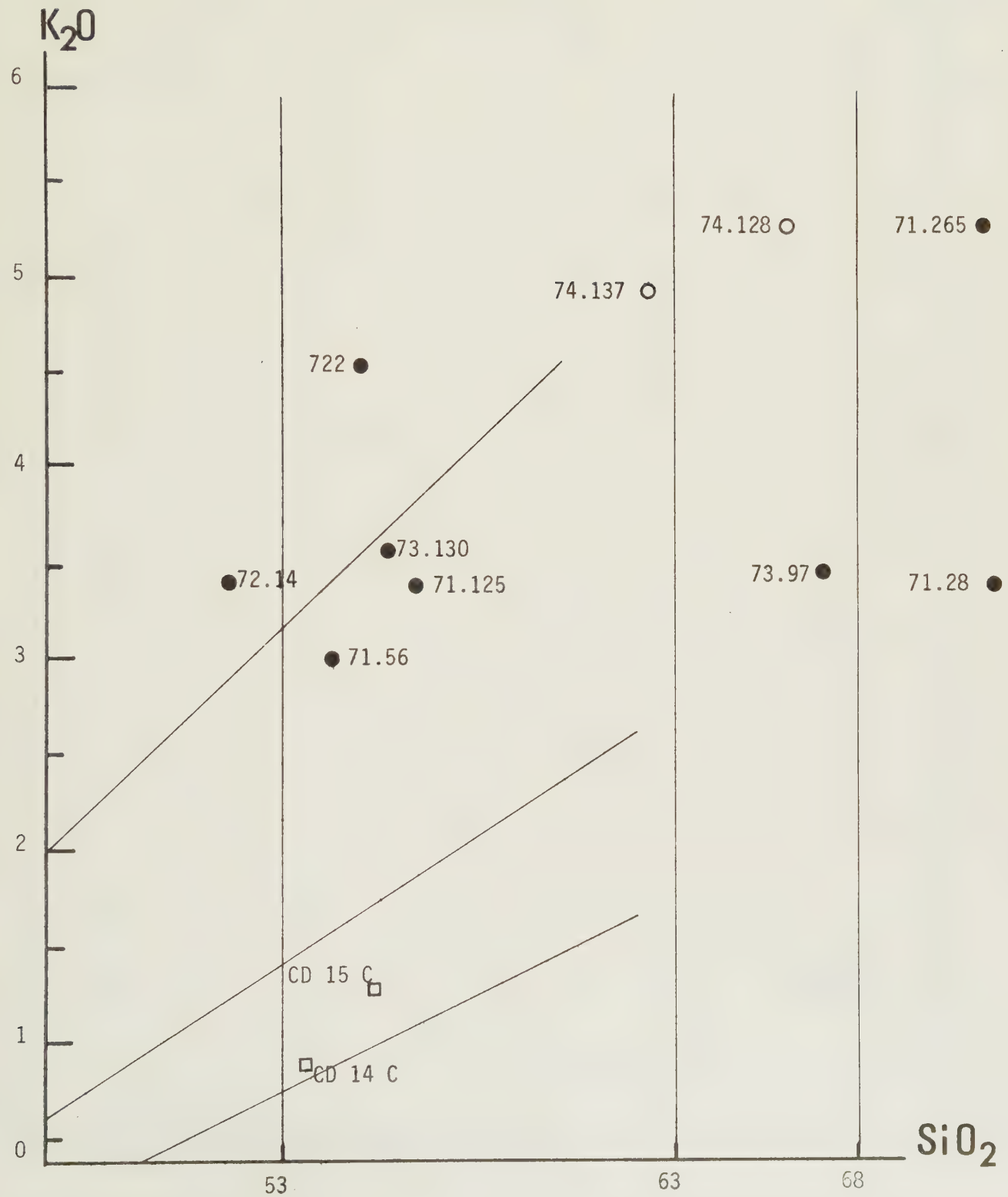


FIGURE 41

ALGERIE

Laves calcoalcalines

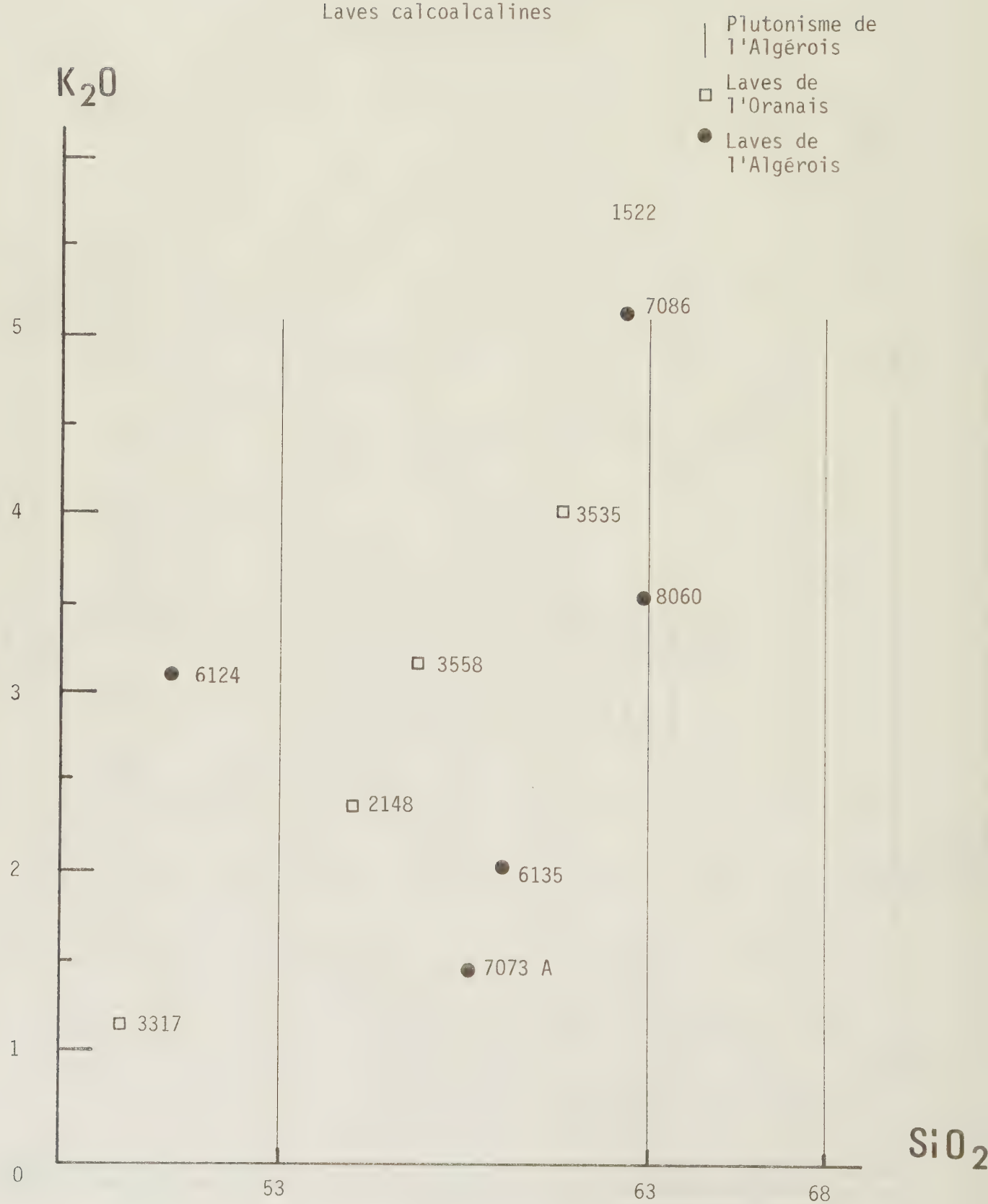
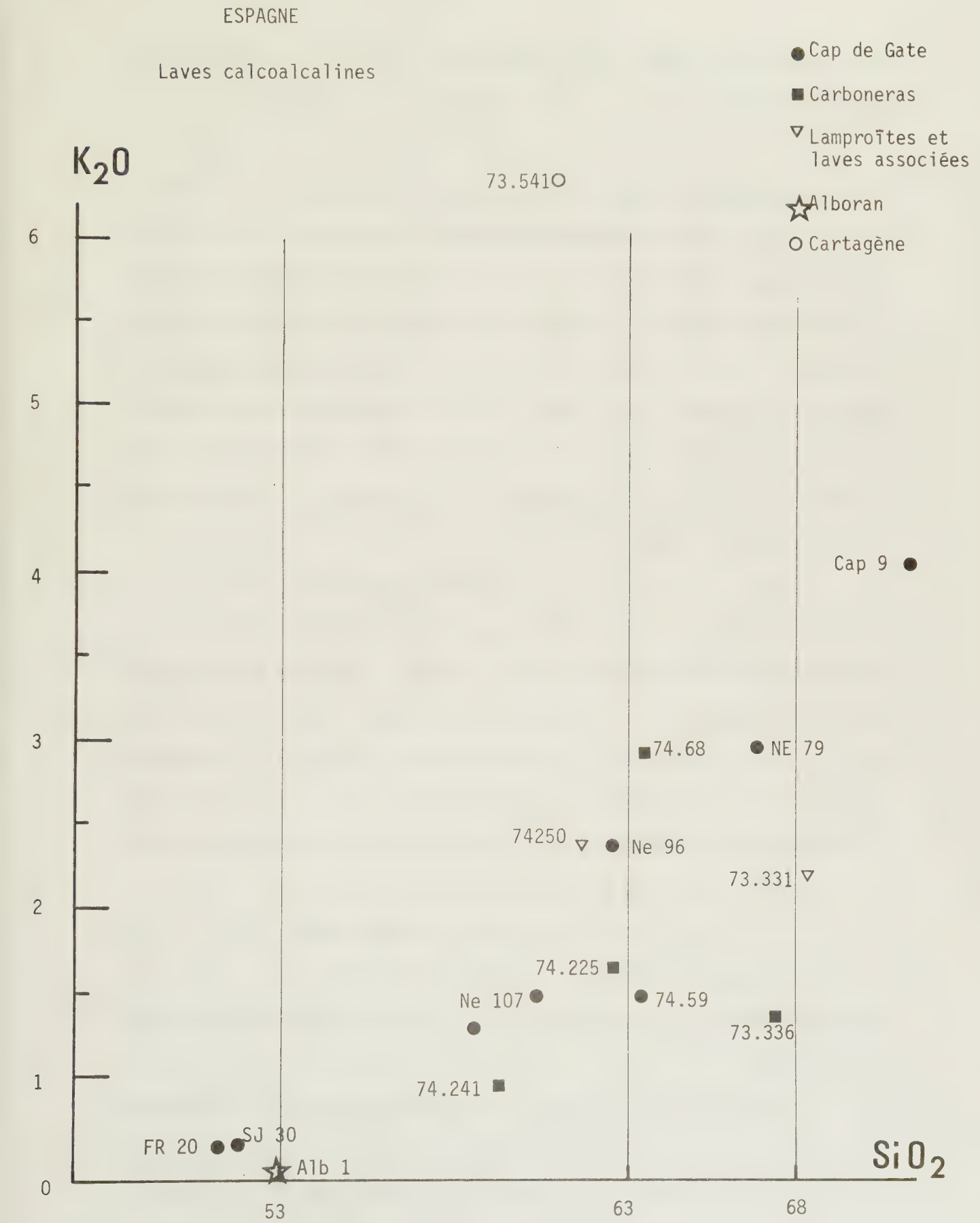


FIGURE 42


ESPAGNE
Laves calcoalcalines
Cap de Gate
Carboneras
Lamproïtes et laves associées
Alboran
Cartagène
K2O
SiO2
73.541
Cap 9
74.68
NE 79
74250
Ne 96
73.331
74.225
Ne 107
74.59
73.336
74.241
FR 20
SJ 30
Alb 1
0
1
2
3
4
5
6
53
63
68

pour les laves d'Espagne, de la marge nord - africaine et de France (région du Cap d'Ail).

1. La corrélation K_2O - Si_2O Figures 39, 40, 41, 42.

Dans la plupart des cas observés, la corrélation est nette : l'enrichissement en silice de la série s'accompagne d'un enrichissement en K_2O. Cette corrélation n'existe pas pour les termes basiques et andésitiques de l'Anglona (Sardaigne septentrionale), pour les andésites basiques de la série SA_3, du Cixerri, du Mont Arcuentu, pour les andésites du Cap d'Ail et les andésites et les dacites de la région de Carboneras en Espagne. *Les droites de corrélation profondeur /K_2O de Ninkovich et Hays (1971) sont données en référence sur les figures.*

2. La teneur en Na_2O.

Dans l'ensemble des laves sardes, le rapport K_2O/Na_2O est inférieur à 0,7 (figure) avec une valeur de Na_2O comprise entre 2 et 4 %. En comparaison, les rapports K_2O/Na_2O sont plus grands au Maroc pour les laves du Gourougou (1,1 à 1,6) pour des teneurs en Na_2O comparables, les laves du Guilliz (0,7 à 1,1) pour des teneurs en Na_2O plus grandes, voisines de 4 à 5 %, les laves de l'Oranais (0,75 à 1,5) pour des teneurs en Na_2O comparables, les laves de l'Algérois, dont certaines sont très potassiques et peu sodiques (rapport K_2O/Na_2O = 3).

Les laves du Cap de Gate et de Carboneras sont essentiellement sodiques, comme l'ont souligné V. ARAÑA et R. VEGAS (1974). En effet les rapports K_2O/Na_2O varient entre 0,3 et 1 pour des teneurs en K_2O variant entre 0,6 et 4.

Nous rappelerons que les laves présentant une affinité avec une association shoshonitique, peuvent être caractérisées en partie par un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1. (G.A. JOPLIN 1968). De plus de telles laves contiennent du feldspath alcalin dans la pâte. Ceci est réalisé

dans les laves du Gourougou (J.HERNANDEZ 1975). Dans l'Algérois, les andésites sont vitreuses ou holocristallines. Dans les andésites holocristallines, la phase interstitielle est souvent du feldspath alcalin (J. HERNANDEZ et C. LEPVRIER-1976). A l'opposé, on doit noter que des laves ne présentant pas d'affinité avec une association shoshonitique contiennent toutefois du feldspath alcalin dans la pâte (Andésites du Cap Mariagu, andésites basiques et andésites de la série SA_3 en Sardaigne).

3. La teneur en Al_2O_3.

La corrélation entre Al_2O_3 et SiO_2 peut être positive ou négative selon les cas, lorsque la variation d'Al_2O_3 n'est pas anarchique par rapport à SiO_2 où dans un tel cas nous n'indiquons que les limites de variation de cet élément.

a - Corrélation positive

Seul le magmatisme de Cavallo présente cette corrélation, qui peut être sujette à caution en raison de la faible marge de variation de 14,4 à 15,4 % pour SiO_2 croissant de 58 à 68 %. L'erreur expérimentale de la détermination de la teneur en alumine peut recouvrir au moins partiellement cette marge de 1 % (valeur absolue). Ceci est comparable dans une certaine mesure aux laves du Sarroch (Sardaigne) où Al_2O_3 croît de 16 à 20 %.

b - Corrélation négative

La croissance de la teneur en silice s'accompagne d'une décroissance de la teneur en Al_2O_3. En Sardaigne, les andésites du Cap Mariagu, les andésites de la série SA_2 et de la série SA_3 illustrent cette corrélation. Les laves de l'Oranais, des Nefza en Tunisie, du Cap de Gate et de Carboneras, présentent la même corrélation.

c - Valeur absolue de la teneur en alumine

Généralement la teneur en alumine est supérieure à 16 % dans les séries alcalines.

Dans certaines populations, la teneur est très élevée. Ainsi, au Ras Tarf, 19 % pour SiO_2 = 54 %, dans l'Oranais 19,4 % pour SiO_2 = 55 %, au Cap de Gate 19,5 % pour SiO_2 = 51,2 %, à Carboneras 21,9 % pour SiO_2 = 59 %. En Sardaigne, seules les andésites du Cap Mariagiu et du Sarroch, présentent ces valeurs.

Au contraire, dans d'autres populations la teneur en Al_2O_3 est basse : dans l'Algérois et à Cavallo, pour des teneurs en SiO_2 comparables.

4. La teneur en MgO et en FeO_{Total}.

Il est intéressant de confronter ces deux éléments au sein d'une même population calcoalcaline, puisque l'absence d'enrichissement en fer est symptomatique d'une lignée calcoalcaline.

D'autre part G.A. JOPLIN (1968) propose un diagramme MgO/Fer total, dans lequel la série calcoalcaline ne présente plus aucun enrichissement en fer au dessus de 5 % de MgO, la teneur en Fer_{total} étant alors voisine de 9 %. En référence, la série alcaline continue à présenter un léger enrichissement en fer au dessus de 11 % (fer total) pour un enrichissement en MgO au dessus de 5 %.

Dans aucune des populations étudiées, la teneur en FeO ne dépasse 8 % avec une teneur moyenne de 6 %, pour des termes de teneur en SiO_2 voisine de 54 %. Les teneurs en MgO sont rarement supérieures à 5 %, la teneur moyenne étant de 3 %.

5. La teneur en CaO.

Les laves de Sardaigne présentent une décroissance de la teneur en CaO lorsque SiO_2 augmente, (des andésites aux rhyodacites) avec les valeurs statistiques suivantes, déterminées à $\pm$ 0,3 % (valeur absolue).

Pour SiO_2 = 54 % CaO 8 %
Pour SiO_2 = 60 % CaO 4,9 %
Pour SiO_2 = 65 % CaO 3,0 %

Des exceptions à cette variation peuvent être notées pour les laves de l'Algérois et de Cavallo, qui, à 58 % de SiO_2, contiennent près de 8 % de CaO.

En conclusion, l'indice de Peacock (1931), alcalins - calcium, n'est pas respecté dans l'ensemble des populations de laves étudiées, excepté les laves sardes, c'est à dire qu'entre 56 et 61 % de SiO_2, la relation : CaO = somme de K_2O + Na_2O, pour les laves calcoalcalines, n'est pas vérifiée.

La relation est vraie pour l'ensemble des laves sardes, mais fausse pour les laves du Guilliz ($K_2O + Na_2O \simeq 10$ pour $SiO_2 \simeq 62$ %), pour les laves de l'Oranais ($K_2O + Na_2O \simeq 7$ % pour $SiO_2 \simeq 60$ %), pour les laves de l'Algérois ($K_2O + Na_2O \simeq 4$ % pour $SiO_2 \simeq 59$ %), pour les laves de Carboneras (Esp.)($K_2O + Na_2O \simeq 3$ % pour $SiO_2 \simeq 59$ %), et du Cap de Gate (Espagne) ($K_2O + Na_2O \simeq 3,6$% pour $SiO_2 \simeq 60$ %),

Ceci semble montrer l'originalité des laves périméditerranéennes par rapport aux laves calcoalcalines connues dans le Pacifique, celle-ci semblant liée à la distribution du potassium et du sodium essentiellement.

6. La teneur en SiO_2.

La figure générale des laves calcoalcalines de la Méditerranée montre des populations où la variation des teneurs en SiO_2 est réduite, Algérois par exemple, des populations où il semble exister des discontinuités dans la teneur en SiO_2, en Espagne par exemple (termes basiques, termes andésitiques riches en silice et dacites, rhyolites donc présentant une absence de termes andésitiques pauvres en silice) , en Sar-

daigne au niveau de la série SA_3, ou dans l'Oranais (High-Al basalte puis shoshonite et latite).

7. Là se pose le problème de magma parent de ces séries :

Dans le cas de la présence de termes basiques ou de High Al, basalte au sein des laves, peut on penser que ces termes représentent ce magma parent ? Au contraire pour les populations dans lesquelles ces termes n'existent pas, quel est le magma parent ?

Enfin les séries très potassiques qui ne possèdent pas de termes basiques ont - elles la même origine que les autres séries calcoalcalines ?

C. DUPUY et al 1975 apportent une première réponse à ce problème en montrant à l'aide des terres rares qu'au niveau de chaque volcan sarde, l'évolution chimique depuis les basaltes jusqu'aux dacites et rhyolites résulterait d'une cristalisation fractionnée. Au niveau de la province sarde, dans son ensemble, les basaltes pourraient dériver d'une même source, si l'assemblage minéralogique contient du grenat. En effet, le fractionnement des terres rares, en profondeur, nécessite la présence de grenat. Dans l'association sarde, parmi les termes basiques, les basaltes alumineux prédominent . Aussi est-ce à ce niveau qu'il faudrait voir le magma parent.

Peut-on rapprocher de ce même phénomène, les populations de laves très alumineuses pour des teneurs en SiO_2 variant de 50 à 59 % : le Ras Tarf, l'Oranais, le Cap de Gate et Carboneras ?

Selon une telle discrimination les laves de l'Algérois et de Cavallo auraient une origine peut être différente en raison de leur faible teneur en alumine. On remarquera que dans ces laves, les phénocristaux de plagioclase sont relativement abondants.

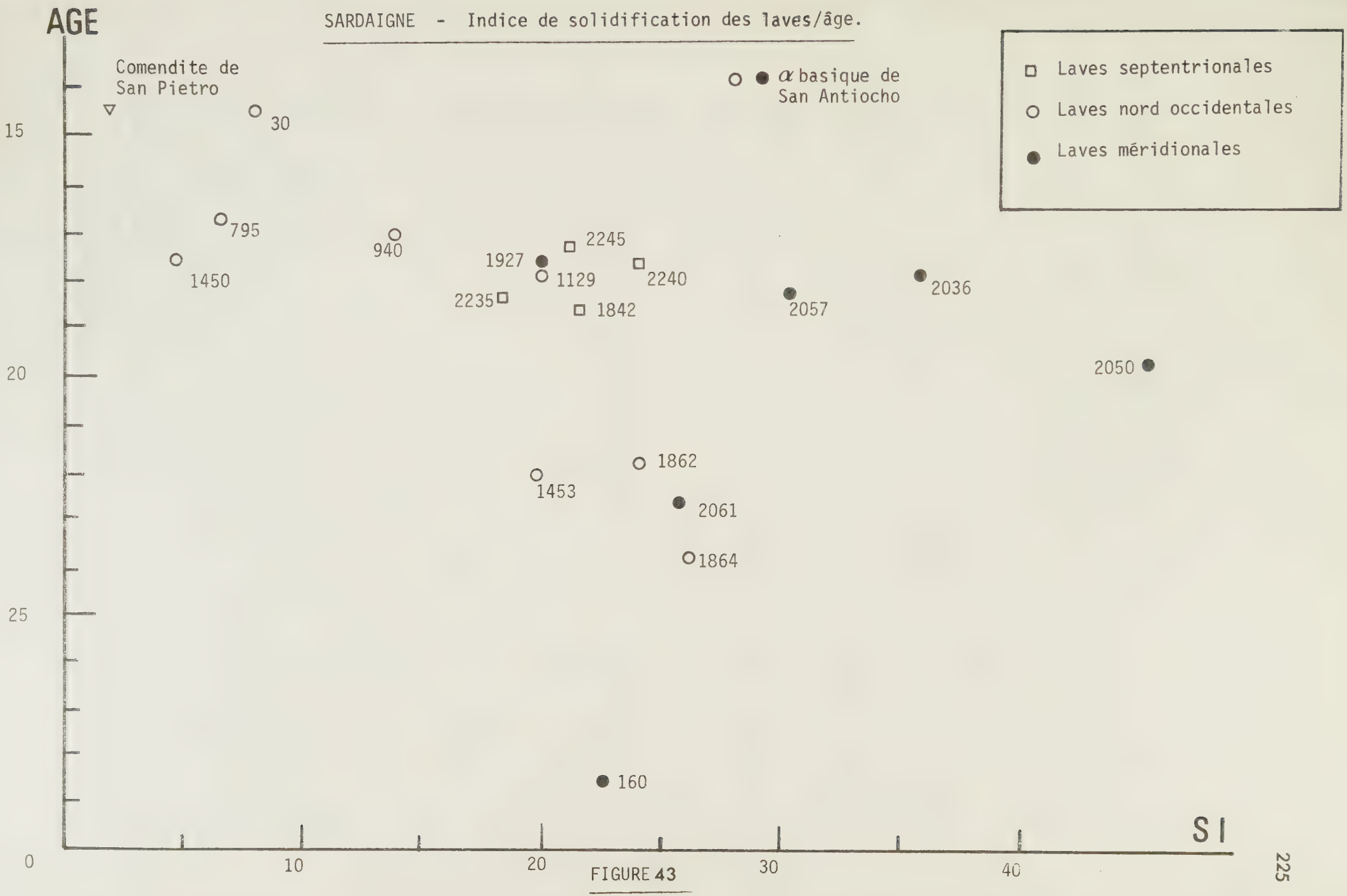

AGE
SARDAIGNE - Indice de solidification des laves/âge.
Laves septentrionales
Laves nord occidentales
Laves méridionales
Comendite de San Pietro
30
α basique de San Antiocho
795
940
2245
1927
1129
2240
1450
2235
1842
2057
2036
2050
1862
1453
2061
1864
160
15
20
25
0
10
20
30
40
SI
225

FIGURE 43

Laves calco-alcalines d'Espagne (AGE et SI)

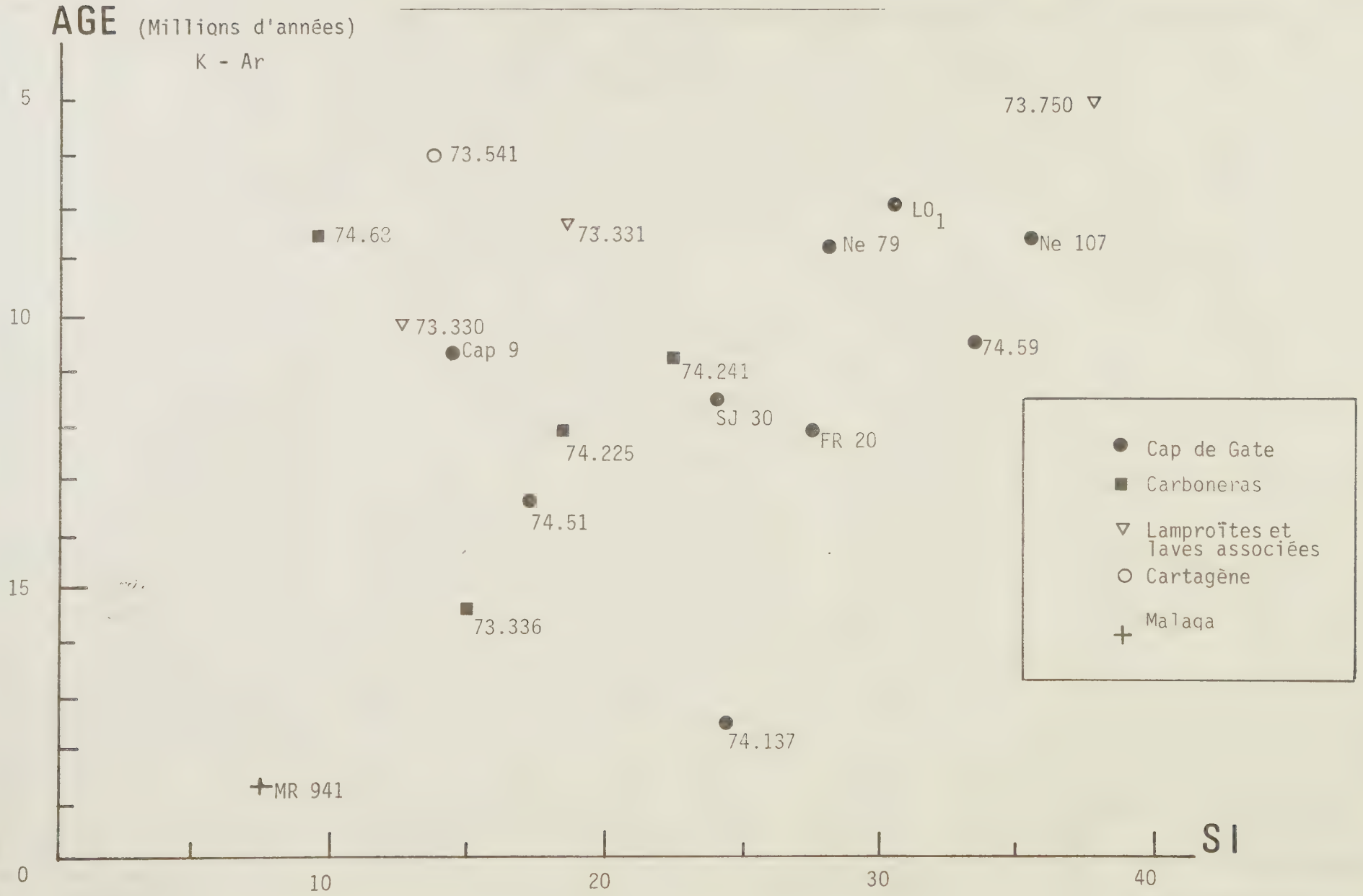


FIGURE 44

8. Cas particulier : Les laves de Dellys.

Ces laves calcoalcalines étudiées à Dellys (D. RAYMOND 1976) et en cours d'étude dans le secteur de Cap Djinnet(DE GIOVANI), ont en commun un caractère faiblement potassique et fortement sodique (0,4 à 0,7% de K_2O pour 2,7 à 4,5 % de Na_2O) pour des teneurs en SiO_2 comprises entre 46 et 52 %. Les teneurs en titane sont faibles. D'autre part,la minéralogie Cpx + Opx confirmerait la nature calcoalcaline de ces laves à affinités chimiques tholéiitiques. L'âge K.Ar des laves de Dellys est de 15 MA, âge que l'on peut attribuer par analogie au secteur de Cap Djinnet On doit rappeler que les laves de Dellys interstratifiées dans la molasse de Dellys, sont donc émises à la faveur de l'approfondissement du bassin.

9. L'indice de solidification de Kuno en fonction de l'âge.

Il est calculé de la façon suivante SI = 100 (MgO + FeO + $0,9Fe_2O_3$ + K_2O + Na_2O), il est donc faible pour les termes peu magnésiens et fort pour les termes très magnésiens.

Je l'ai calculé pour deux provinces : Sardaigne et Espagne.

a. En Sardaigne : (figure 43)

Pour les laves nord-occidentales, il diminue avec l'âge des laves, lorsque celui-ci décroit. Pour les autres laves, la corrélation est mauvaise, en raison du faible nombre de points sur le diagramme, et d'âges très proches concernant chacun des points. On remarquera toutefois sur ce diagramme, la large variation de la valeur de SI pour les laves nord occidentales datées autour de 17 MA. Ce phénomène marque la limite de recherche d'un tel diagramme.

b. En Espagne. (figure 44).

On constate le phénomène inverse de celui observé en Sardai-

gne : en effet toutes les laves du Cap de Gate et de Carboneras montrent un indice de solidification croissant pour les âges décroissants. Toutefois au niveau de Carboneras, l'échantillon 74.68 n'obéit pas à cette relation.

c. Un essai a été réalisé pour les laves du Gourougou au Maroc.

L'indice de solidification est croissant pour les laves d'âge compris entre 9,5 et 7,4 MA.A ce niveau intervient une discontinuité majeure dans la valeur de l'indice puisqu'il repart de quelques unités vers des valeurs croissantes et ce entre 7 et 5 MA. (H. BELLON, J. HERNANDEZ, 1976).

10. En conclusion, l'analyse géochimique comparée de ces laves met en évidence leur caractère calcoalcalin, avec dans certains cas une tendance vers des roches hyperpotassiques (différentes des lamproïtes), notamment au Maroc, dans le Gourougou et surtout le Guilliz.

Les roches sont très alumineuses la plupart du temps (sauf en Sardaigne, dans l'Algérois et à Cavallo), alumineuses (Sardaigne), et de faible teneur en alumine (Algérois et Cavallo).

C. Analyse minéralogique.

Nous avons accompagné d'une diagnose pétrographique chaque échantillon daté. Cette diagnose rapide concerne la présence et l'abondance relative des phénocristaux, caractère important qui mérite d'être signalé, puisque les laves calcoalcalines sont souvent porphyriques d'une part (il existe toutefois des andésites vitreuses en Sardaigne) et que d'autre part, un certain nombre d'assemblages minéralogiques sont caractéristiques des laves calcoalcalines.

a. Laves basiques :

L'assemblage plagioclase, cpx (clinopyroxène) avec l'olivine

dans les andésites basiques ou les basaltes (Sardaigne, Mont Arcuentu éch. 2050 ; région d'Oristano, éch. 2036 - 74.14 Andésite d'El Koula (Maroc)constitue une des associations caractéristiques.

L'association plagioclases, Cpx, Opx (orthopyroxène) peut caractériser également des andésites "basaltiques" terme introduit par R.R. COATS (1968) .

Notons l'ambiguité de cette locution, les termes types "hawaïite ou icelandite" qui les remplacent dans les classifications actuelles sont préférables. Ainsi on retrouve cet assemblage dans les laves du Cap de Gate SJ 30 et FR 20.

L'association plagioclases, cpx, caractérise les "andésites basaltiques" d'Alboran.

b. Laves acides : andésites riches en silice, dacites.

Les assemblages minéralogiques sont divers. Nous en citerons quelques uns :

Plagio , cpx, opx, biotite - ex. 71.125 Maroc (Gourougou).

Plagio , cpx, opx, biotite , amphibole verte ex.73.97 Maroc (Amjar)

Plagio , amphibole, cpx, opx, laves du Cap de Gate.

c. Dans les laves acides très potassiques, le feldspath alcalin peut faire son apparition en phénocristaux (ex. 74.128 dans le Guilliz el Shrir, Maroc).

Parmi ces assemblages, on peut constater l'omniprésence du clinopyroxène. Sa composition chimique peut être diverse. Nous rapportons ici quelques déterminations de ces clinopyroxènes d'après C. COULON, L. BAQUE 1974 (données de microsonde).

Andésite de la série SA_2 $Ca_{41}Fe_{18}Mg_{41}$

Dacite de la série SA_2 $Ca_{39}Fe_{20}Mg_{41}$

Andésite basique de la série SA_3 $Ca_{46}Fe_{15}Mg_{39}$

Andésite de l'Algérois $Ca_{40}Fe_{10}Mg_{50}$ à $Ca_{40}Fe_{20}Mg_{40}$

d'après J. HERNANDEZ, 1976 et C. LEPVRIER.

Andésite potassique du Gourougou $Ca_{44}Fe_{12}Mg_{43}$

d'après J. HERNANDEZ, 1975.

Les clinopyroxènes des laves de tendance alcaline ont une formule voisine de : $Ca_{47}Fe_{15}Mg_{38}$

d'après C. COULON, L. BAQUE, 1974.

D. Répartition et fréquence des divers types pétrologiques dans chaque province. Figure 45.

En Sardaigne, dans la zone du Logudoro et du Bosano, les basaltes représentent, 29 % des affleurements calcoalcalins, les andésites, 65 %, les dacites et les rhyolites, 6 %. C. COULON et al.(1975).

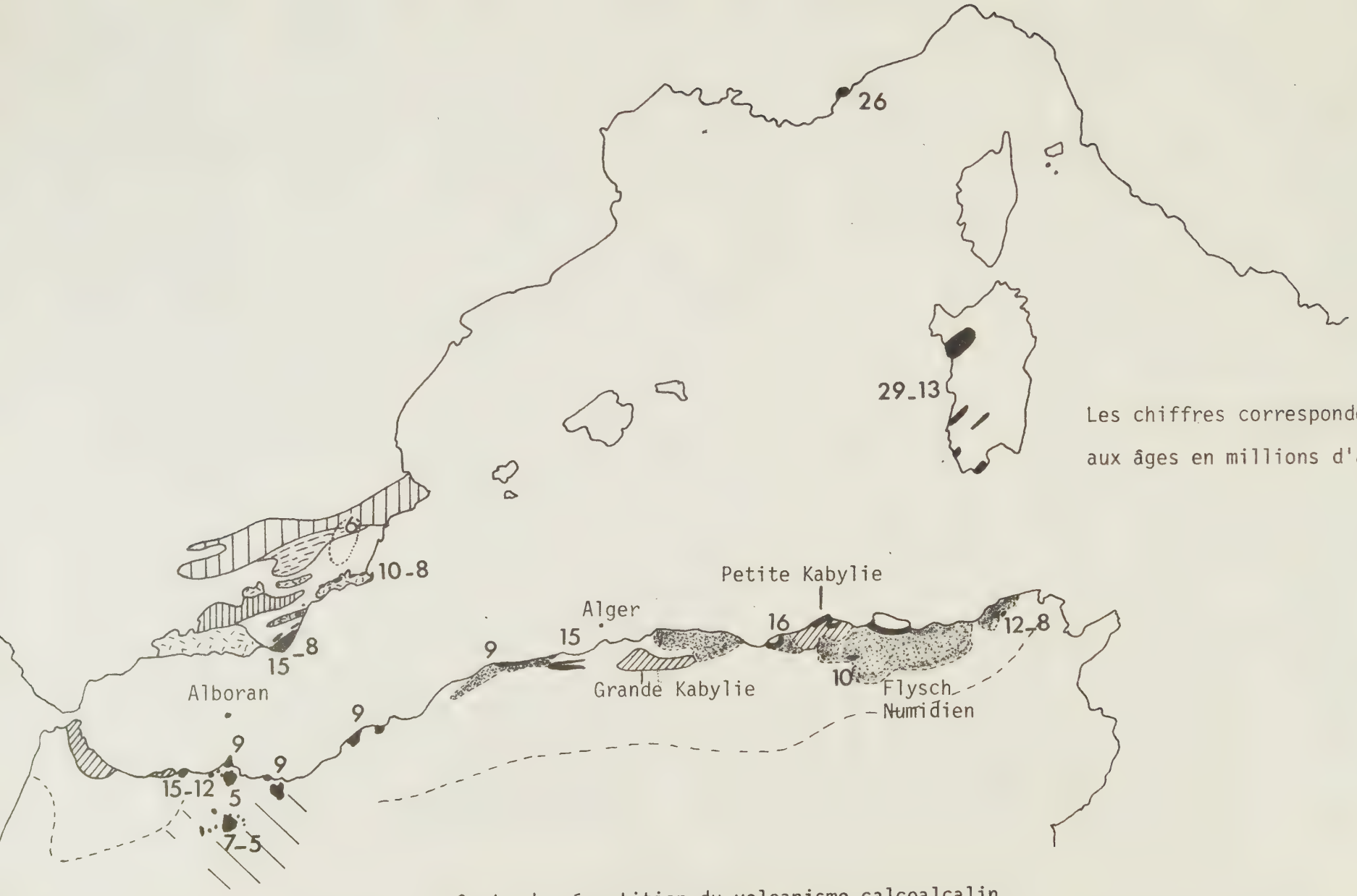
Au Maroc, seul le volcan du Ras Tarf présente des andésites sensu-stricto. Le volcan du Gourougou et ses massifs satellites sont essentiellement formés par des laves calcoalcalines potassiques, (définies en tant que shoshonites et latites dans le diagramme de Mackenzie et Chappell (1972). Les rhyolites en filons ou en dômes ne sont qu'en très faible proportion.

Dans l'Oranais, ce sont avant tout des andésites.

Dans l'Algérois ce sont essentiellement des rhyolites et des dacites que l'on rencontre ; des andésites leurs sont associées, traversées localement par un filon de basalte doléritique (éch. 6124), (J. HERNANDEZ, C. LEPVRIER.1976).

A Cavallo, les laves sont acides dans leur ensemble : rhyolites, dacites et andésites riches en silice.

FIGURE 45



Carte de répartition du volcanisme calcoalcalin.

EnTunisie, dans les Nefza, les laves sont dacitiques, associées à un sill basaltique (filon de Bou Lanague, cf Tableau 54). En Espagne au Cap de Gate et à Carboneras, les termes basiques sont moins fréquents qu'en Sardaigne dans le Logudoro et le Bosano. Les laves sont surtout des andésites riches en silice et des dacites. Les rhyolites sont exceptionnelles, (filon sous le phare du Cap de Gate).

Seul le volcanisme sarde semble se rapprocher des proportions relatives des diverses laves, basaltes, andésites, dacites, rhyolites,présentes dans l'arc des Antilles.

Ces proportions relatives des diverses laves sont toutes autres pour les provinces de la marge nord-africaine ou d'Espagne. Toutefois les basaltes associés sont toujours présents, mais en proportions beaucoup plus faibles.

E. Le problème des laves shoshonitiques :

Reprenant le diagramme K_2O/SiO_2 proposé dans F. BARBERI 1974, nous constatons que les relations K_2O/SiO_2 s'ordonnent suivant quatre séries. La plus riche en K_2O correspond à la série shoshonitique. Dans cette série les termes les moins siliceux sont des basaltes shoshonitiques, roches "alcalines" riches en K_2O dans lesquelles le rapport K_2O/Na_2O est aumoins égal à 1 (dans les basaltes alcalins $K_2O/Na_2O < 0,5$). Très enrichies en terres rares légères riches en éléments incompatibles, elles contiennent du feldspath alcalin dans la pâte, et peuvent contenir de l'orthopyroxène et un polymorphe de haute température de la silice (C. LEFEVRE 1973).

En comparaison des basaltes alcalins, pour des teneurs semblables en SiO_2,le calcium et le magnésium sont moins abondants et le fer total (FeO) est en plus faible quantité. Ce dernier fait est bien exprimé dans le diagramme MgO/ Fer_{Total}, où la lignée A représente les shosho-

nites, la lignée C étant caractéristique des roches alcalines. L'exemple type du basalte shoshonitique est celui du basalte d'Oujda (Algérie), échantillon CD IH , Tableau n° 16 (datation) et n° 41 (chimisme).

A 50,24 % de SiO_2, il contient 6,76 % de fer total pour 1,84 % de MgO un rapport K_2O/Na_2O de 0,88 avec K_2O = 3,45 %. Sa teneur en titane est de 1,3 % donc faible ce qui, pour KESSON et SMITH (1972), constitue un caractère distinctif d'avec les basaltes alcalins.

Un deuxième exemple peut être cité : à El Koula (Maroc) (tabl. n° 13 et 14) l'échantillon 72.14 contient, pour 51,68 % de SiO_2, 7 % de fer total pour 3,65 % de MgO et présente un rapport K_2O/Na_2O de 1,34 avec K_2O = 3,39 %; Il s'agit d'une lave à phénocristaux de clinopyroxène, plagioclase, et olivine altérée. A la norme, elle contient 0,79 % de quartz (caractère de légère saturation) et 4 % d'hypersthène.

La liaison de ces laves avec la série calcoalcaline semble nette, d'autant plus que les deux grands volcans du Gourougou et du Guilliz au Maroc peuvent être définis en tant que série calcoalcaline hyperpotassique, avec la présence constante de feldspath potassique, donc shoshonitique (J. HERNANDEZ 1975) en accord avec le diagramme de MACKENZIE et CHAPPELL (1972). Pour ces laves, les relations entre magnésium et fer total sont plus difficiles à attribuer uniquement à des laves shoshonitiques, puisque les points représentatifs, se répartissent tout autant sur la courbe proche de la série calcoalcaline.

F. Cas particulier des lamproïtes :

Ces roches correspondent à un volcanisme potassique et mafique

TABLEAU ANNEXE

Critères majeurs de reconnaissance des roches shoshonitiques et alcalines et leurs associations

Shoshonite:

1 - Minéralogie : phénicristaux des plagioclases et de sanidène olivine et possibilité de pyroxène pauvre en Ca

2 - Chimisme : caractère alcalin $K_2O + Na_2O$ voisin de 6,5 à 7 %
caractère potassique K_2O/Na_2O 1
teneur en silice SiO_2 de 50 à 54 %
TiO_2 1,5 %
à la norme un peu de quartz(caractère saturé) et hypersthène normative.

3 - Association possible: lamprophyres micacés des familles de trachyte et rhyolite

Basalte alcalin à hypersthène normative

1 - Minéralogie : olivine, titanoaugite (un seul pyroxène)

2 - Chimisme : rapport alcalin silice élevé (Diagramme $K_2O + Na_2O/SiO_2$ à la norme : hy hy + Di 0,45

3 - Associations : Hawaiite et mugéarite légèrement sous-saturée
Rhyolite sodique peralcaline $<Al_2O_3$ $Na_2O + K_2O$

Basalte alcalin à néphéline normative

1 - Minéralogie : olivine très abondante, un seul pyroxène

2 - Chimisme : néphéline à la norme (quelques % à 15 %) suivant la teneur en silice. Au dessus de 5 % de néphéline normative, on parle de basanite.

On les trouve en Espagne SE, au nord du volcanisme andésitique de Murcie à Jumilla (figure 26 - Carte des affleurements volcaniques et de l'échantillonnage fait en Espagne), et en Algérie dans le Constantinois . (Kef Hahouner, Koudiat el Anzazza- Tableaux n° 21 et 41). Ces roches sont parfois reliées aux laves shoshonitiques (voir association chap. V)
Le tableau n° 50 présente des analyses chimiques de ces roches.

Composition minéralogique des Fortunites

Phlogopite	17 %	
Olivine	11,5 %	en phénocristaux
Diopside	8 %	
Ilménite	6 %	en microlites dans le verre
Sanidine	2,5 %	
Verre	55 %	

Ces roches représentent par leur minéralogie le faciès lamproïtique d'un trachyte alcalin.

Parmi les lamproïtes d'Espagne, D. MOLIN (1973) distingue, à juste titre, deux séries — les vérites associées aux dellénites (dacitoïdes) — les jumillites. Comme on peut le constater à partir du tableau, ces deux séries sont très potassiques (plus de 5 % de K_2O pour SiO_2 compris entre 50 et 66 %) peu alumineuses (Al_2O_3 inférieur à 12,8 %), peu riches en fer total (caractère calcoalcalin). Si les vérites sont pauvres en magnésium, les lamproïtes de Barqueros, de Fortuna et du Constantinois contiennent entre 8 et 10 % de MgO, les lamproïtes de Jumilla contenant 17 % de MgO sont hyper magnésiennes.

En fin les rapports K_2O/Na_2O de l'ordre de 2 dans les vérites, passent à 4 dans les autres lamproïtes.

A l'affleurement, seules les vérites sont reliées à des manifestations calcoalcalines.

Les lamproïtes d'Espagne ont un rapport $^{86}Sr/^{86}Sr$ de 0,7136 à

TABLEAU 50

Comparaison d'analyses chimiques des lamproïtes

Roche Lieu Echantillon	Vérite Vera 73330	Barqueros	Fortuna 73750	Calasparra 74250	Algérie Filon de la Koudiat
SiO_2	66,60	57,60	57,68	50,23	56,18
Al_2O_3	11,30	12,59	9,80	8,29	12,80
FeO_{Total}	3,07	5,50	5,69	6,40	4,94
MgO	1,59	10,15	8,87	16,99	8,83
CaO	2,28	3,48	2,08	7,34	3,16
K_2O	5,50	6,85	7,15	5,44	6,56
Na_2O	2,90	1,44	1,57	1,65	1,61

Références des Analyses

73330 Barqueros	P. BORDET	IGAL	1976
73750	"	IGAL	1975
Algérie	dans Vila		1974
Jumillite	dans Fuster et al		1967

0,7158 d'après J.L. POWELL et K. BELL (1970) rapport élevé contrastant avec un rapport Rb/Sr = 0,017, faible. Aussi, l'influence significative de matériel crustal, n'est peut être pas aussi évidente que ne le laissent supposer V. ARAÑA et R. VEGAS(1974).

Chronologiquement, on doit noter que tant en Espagne, qu'en Algérie, dans le Constantinois, ces laves sont postérieures aux émissions calcoalcalines, sauf dans le cas de Vera où elles sont contemporaines de celles-ci.

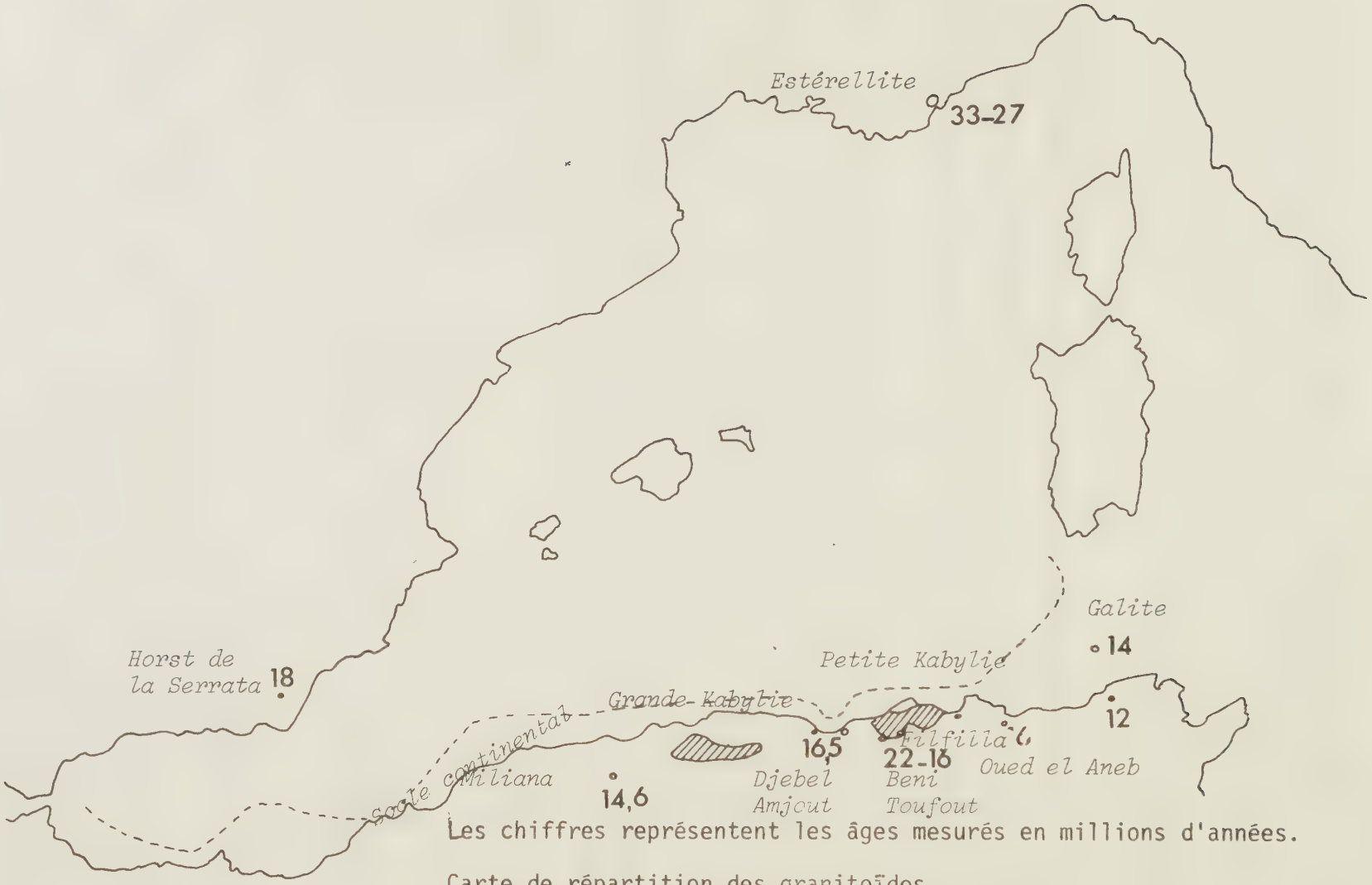
D'autre part, elles constituent les dernières émissions du cycle volcanique. Enfin, on les trouve en arrière (vers les zone externes au sens tectonique) du volcanisme calcoalcalin situé dans les zones internes ou proche de celles-ci. Etant relativement peu abondantes par rapport au volcanisme calcoalcalin, il est difficile de savoir si les lamproïdes sont situées perpendiculaireement ou parallèlement à l'arc magmatique calcoalcalin.

II. LES GRANITOIDES

A. Répartition

C'est surtout sur la marge nord-africaine, depuis l'est de l'Oranais jusqu'à la Galite, qu'affleurent les roches plutoniques avec une abondance extrême au niveau de la Kabylie de Collo (M. ROUBAULT 1935) et du Cap de Fer (J. HILLY 1957) (figure 46).

Ailleurs, les affleurements sont isolés comme au Maroc, à Ouichane, (tableau n° 15) en Espagne, les galets de granophyre de la Serrata (Tableau n°34), en France,le massif d'estérellites , ou totalement absents comme en Sardaigne (tableau au début du chapitre V).



Les chiffres représentent les âges mesurés en millions d'années.

Carte de répartition des granitoïdes.

FIGURE 46

L. GLANGEAUD (1962) a considéré que ces gisements représentaient des volcans avortés.

B. Distinction entre granitoïdes d'anatexie et granitoïdes calcoalcalins :

Une analyse de l'âge, du chimisme et de la position géographique de chaque gisement plutonique m'a conduit à introduire une distinction fondamentale au sein du cortège. (Tableau 51)

Je prendrai un exemple pour expliquer cette distinction, dans la région de l'Ouest Algérois .

L'intrusion de Miliana peut être opposée, me semble-t-il aux intrusions de l'ex-Djebel Arroudjaoud (Kourb ou Djaout) et à celle de l'Oued Harbil.

L'intrusion de Miliana est en position très méridionale, c'est à dire se trouve pratiquement à la zone de collision de la plaque africaine et du massif interne de Grande Kabylie . Les autres intrusions se trouvent situées sur le parallèle des zones internes. Chronologiquement, l'intrusion de Miliana est la plus ancienne dans cette région 14,6 $\pm$ 0,5 MA. Sa mise en place est donc précoce ; la comparaison que l'on peut faire sur la base des éléments chimiques majeurs entre cette intrusion et celles récemment réexaminées du Kourb ou Djaout et de l'Oued Harbil (C. LEPVRIER, D. VELDE - 1976) (tableau 52) démontre cette différence.

Le granite de Miliana est sodique, 4,64 % de Na_2O pour 1,60 % de K_2O, alors que les autres intrusions sont potassiques, (plus de 5,8 % de K_2O). Sa teneur en calcium est très faible (0,5 %). Il ne montre pas d'affinité avec une série calcoalcaline, à l'inverse des intrusions plus septentrionales, beaucoup plus riches en calcium, 7,9 % pour les teneurs à 54 % de SiO_2, 4,8 % pour ceux à 66 % de SiO_2, teneurs confirmant leur appartenance à la série calcoalcaline, avec des particularités signalées.

TABLEAU 51

Analyses chimiques des Granitoïdes

On comparera ces données à celles du tableau "Plutonisme de l'Algérois".

	Espagne	Maroc	Algérie			Galite	France
	Serrata	Ouichane	El Milia	Amjout 1134	Cavallo	Pic de la Garde	Estérellite
SiO_2	61,32	59,20	64,64	66,00	60,20	62,28	57,40
Al_2O_3	15,14	16,00	16,05	16,00	16,00	18,93	19,40
FeO_{Total}	6,12	4,81	4,63	3,43	4,93	6,35	4,29
MgO	3,78	2,56	2,21	1,62	2,86	2,39	2,51
CaO	4,46	6,56	3,72	2,90	5,82	5,14	2,18
Na_2O	2,50	3,14	3,08	4,30	3,20	3,19	4,28
K_2O	2,80	3,68	3,07	4,76	1,75	1,27	4,10

Source des analyses

Serrata	P. Bordet 1974
Ouichane	Univ. P VI Corbière (communiquée par C.LEPVRIER)
El Milia	
Amjout	Univ. P VI Corbière (communiquée par C.LEPVRIER)
Cavallo	dans C. ROBIN 1970
Galite	dans M. SOLIGNAC 1927
France	dans J. GIRAUD 1975 (GIRAUD - GIMENEZ- 1974) Massif de Sainte Maxime.

TABLEAU 52

TENES - CHERCHEL OUEST DE L'ALGEROIS

Plutonites Les échantillons sont désignés par des caractères alphabétiques (minuscules). La correspondance se fait de a à d, a correspondant à l'âge le plus récent obtenu, d au plus ancien.

Echantillon	6054 A Oued Harbil a	1622 Dj.Arroudjaoud b	1522 Dj. Arroudjaoud c	7041 Miliana d
SiO_2	54,40	57,80	65,90	75,50
Al_2O_3	13,50	14,40	11,80	12,50
Fe_2O_3	1,26	0,44	0,16	0,56
FeO	4,52	7,90	5,96	2,20
MgO	7,90	5,80	4,80	0,40
CaO	5,96	4,47	3,70	0,50
Na_2O	2,20	2,75	2,55	4,64
K_2O	6,45	6,25	5,80	1,60
P_2O_5	0,57	0,46	0,28	0,03
TiO_2	1,14	0,97	0,38	0,18
MnO	0,24	0,14	0,10	0,03
P.F.	1,99	2,30	2,11	n.d.
H_2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K_2O/Na_2O	2,93	2,27	2,27	0,34
Fe_2O_3 + FeO	5,65	4,73	3,48	0,86
Ages (M.A.)	9,2 $\pm$ 0,5	10,9 $\pm$ 0,5	12,0 $\pm$ 0,8	15,0 $\pm$ 0,5

1. Les intrusions a, b et c sont situées sur la marge interne de l'orogène, au sud du chevauchement Kabyle entre le cap Ténès et la Chenoua.

   L'intrusion d, de Miliana est située plus au sud, dans la partie externe de l'orogène.

2. On remarquera le rapport K_2O/Na_2O, très élevé dans les échantillons prélevés dans les intrusions a, b et c, ainsi que les fortes teneurs en MgO pour des teneurs en fer total ne dépassant pas 6 %.

TABLEAU 53

TENES - CHERCHEL OUEST DE L'ALGEROIS

Volcanites

Sur la figure, les échantillons sont désignés par des caractères alphabétiques (majuscules). La correspondance se fait de A à E, A correspondant à l'âge le plus récent obtenu, E au plus ancien.

Echantillon	8060 Saek Souhalia A	7086 Sidi Simiane B	7073 A Tifes C	6135 Bou Alem D	8007 Sidi Mohamed Ben Ali E
SiO_2	63,00	62,50	58,00	59,00	74,00
Al_2O_3	16,50	14,40	15,70	16,60	11,40
Fe_2O_3	4,00	2,50	3,67	3,86	0,13
FeO	1,20	1,08	2,75	0,35	0,43
MgO	1,10	1,80	4,60	1,96	0,10
CaO	2,40	3,60	7,84	7,30	0,10
Na_2O	3,84	1,72	2,20	1,92	0,65
K_2O	3,60	5,12	1,45	2,03	9,40
P_2O_5	0,08	0,08	0,66	0,10	0,03
TiO_2	0,25	0,25	0,11	0,40	0,00
MnO	0,00	0,08	0,21	0,15	0,00
P.F.	3,78	6,12	3,30	5,50	2,64
H_2O^-	0,33	0,20	0,30	n.d	n.d
K_2O/Na_2O	2,97	0,93	0,66	1,06	14,46
Fe_2O_3 + FeO	4,80	3,33	6,05	3,82	0,54
Ages (MA)	8,9 ± 1,0	9,0 ± 0,2	12,4 ± 0,2	13,1 ± 0,4	15,6 ± 0,4

1. On remarquera pour les échantillons A,B et C le rapport K_2O/Na_2O élevé égal à 1 ou supérieur à 1.
2. Les teneurs en MgO sont fortes pour une somme de fer total (0,9 Fe_2O_3 + FeO) faible.

L'association de ces intrusions avec un volcanisme calcoalcalin original ne fait pas de doute, comme le suggère la comparaison des tableaux 52 et 53. La comparaison des âges K.Ar respectifs de ces ensembles renforce cette hypothèse.

Il semble donc que l'on puisse isoler au sein du cortège des "granitoïdes", ceux qui expriment la mise en place sous couverture d'un volcanisme de nature calcoalcaline, de ceux qui résultent d'une probable anatexie de socle continental. Je propose,dans le chapitre VI,un mécanisme géodynamique de la marge africaine en relation avec la collision des massifs internes qui peut expliquer ces différences d'âge et de composition chimique globale entre ces deux groupes d'intrusions.

Une étude systématique des intrusions de la marge africaine, tenant compte du chimisme, de l'âge et de la position géographique devrait permettre d'isoler ces deux groupes et de ce fait viendrait confirmer cette hypothèse.

Le tableau 51 regroupe les analyses chimiques d'intrusions d'Espagne, du Maroc, d'Algérie, de la Galite et des estérellites . Leur composition chimique globale les rapproche toutes d'une série calcoalcaline. La comparaison avec le tableau 52 démontre alors l'originalité des intrusions de l'Ouest Algérois qui sont beaucoup moins riches en Al_2O_3 , plus riches en MgO et plus riches en K_2O. (fig. 48). Ces différences permettent de montrer dans ces dernières la tendance d'évolution de roches calcoalcalines vers des roches de type lamproïtique*. Le diagramme (figure 48) Al_2O_3/SiO_2 met en évidence les teneurs plus faibles en Al_2O_3 des intrusions de l'Ouest Algérois. La figure 49 montre l'augmentation des teneurs en TiO_2, MgO, K_2O, CaO dans les intrusions de plus en plus récentes.

---

* La zonation des clinopyroxènes des intrusions micromonzonitiques de l'Ouest Algérois est très comparable à celle que l'on trouve dans les clinopyroxènes des laves typiques (C. LEPVRIER, D. VELDE 1976)du cortège calcoalcalin.

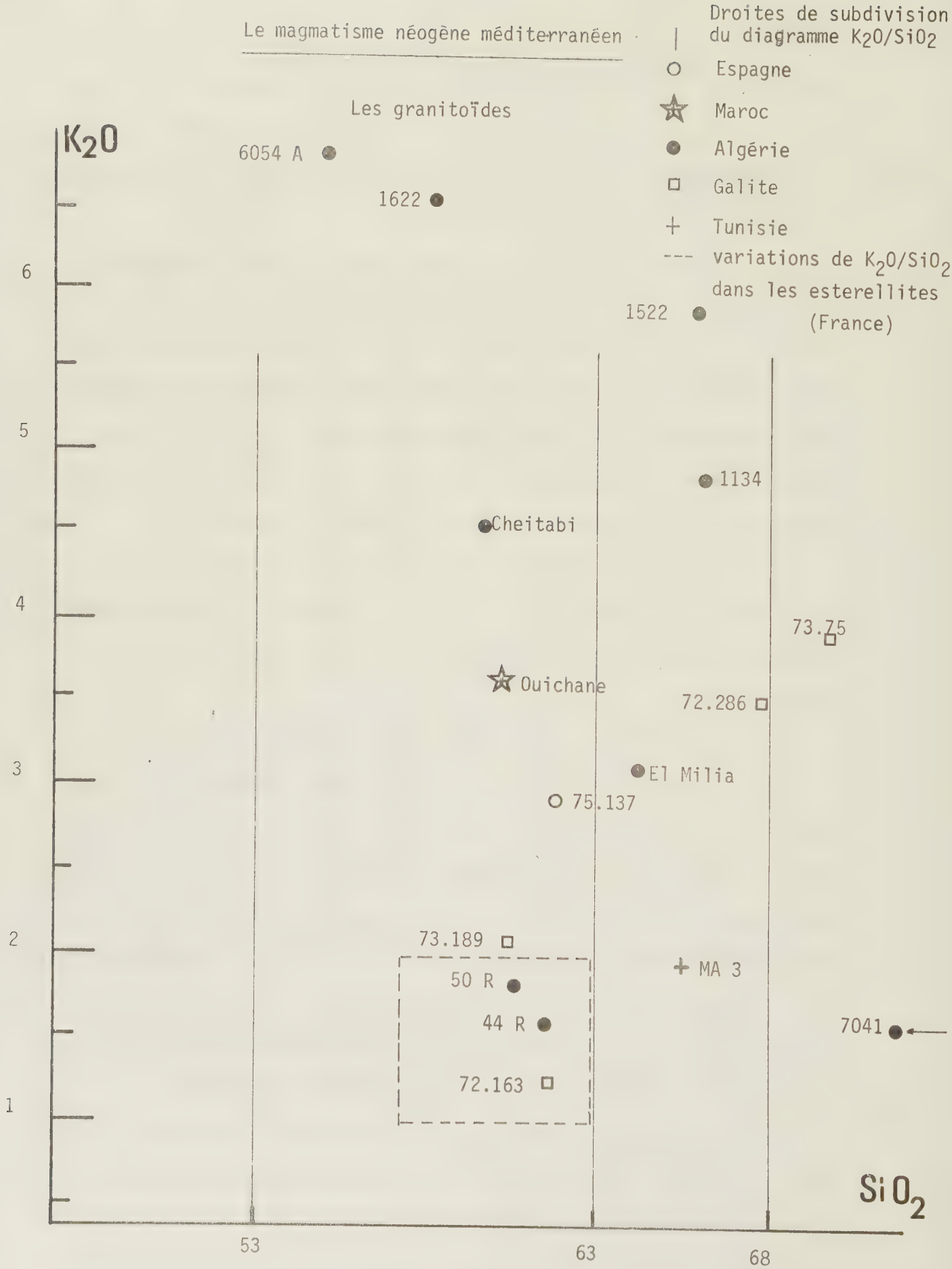

Droites de subdivision du diagramme K_2O/SiO_2
Espagne
Maroc
Algérie
Galite
Tunisie
variations de K_2O/SiO_2 dans les esterellites (France)
Les granitoïdes
K_2O
6054 A
1622
1522
1134
Cheitabi
Ouichane
73.75
72.286
El Milia
75.137
73.189
50 R
44 R
72.163
MA 3
7041
6
5
4
3
2
1
53
63
68
SiO_2

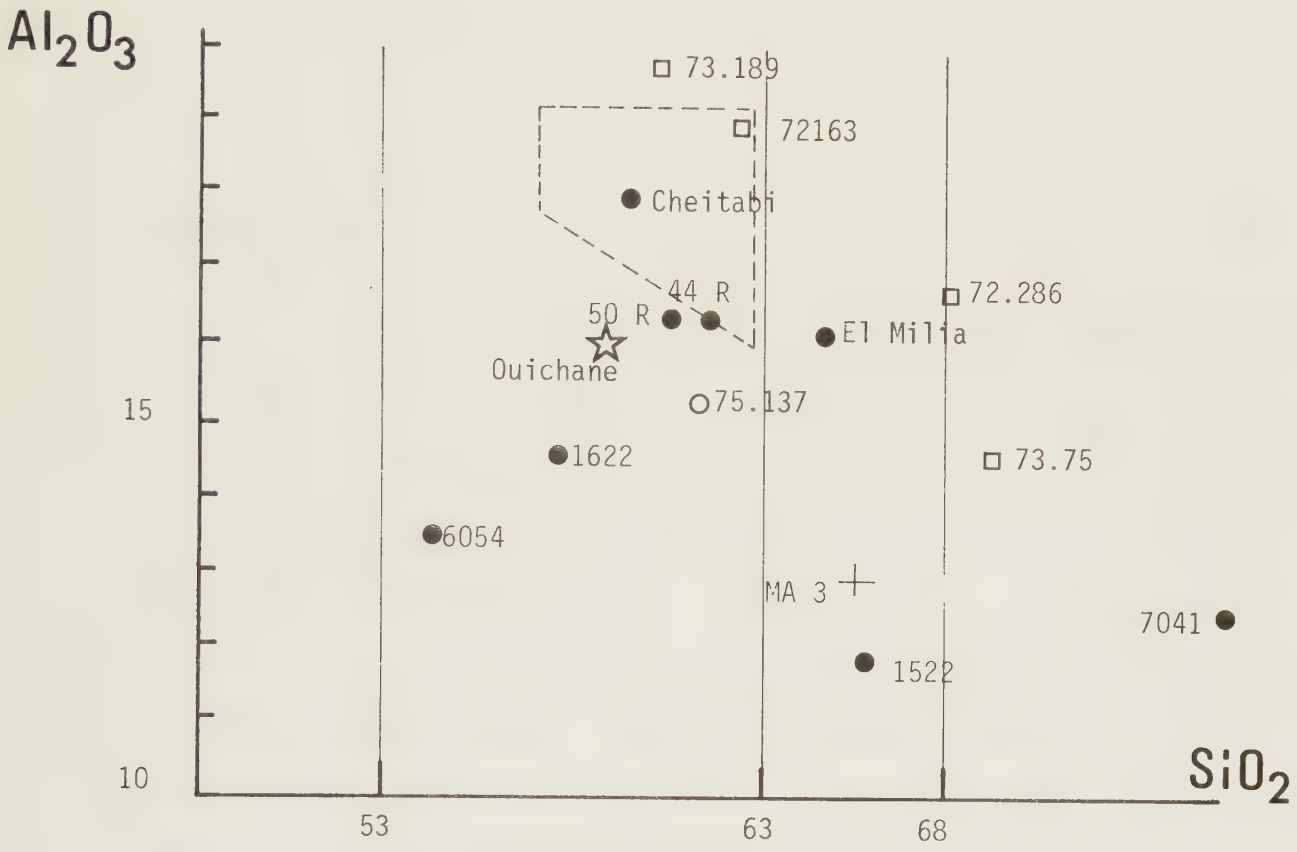
FIGURE 47

FIGURE 48

Magmatisme néogène méditerranéen

Les granitoïdes

Diagramme Al_2O_3/SiO_2



Droites de subdivision du diagramme K_2O/SiO_2 en fonction de SiO_2

○ Espagne

☆ Maroc

● Algérie

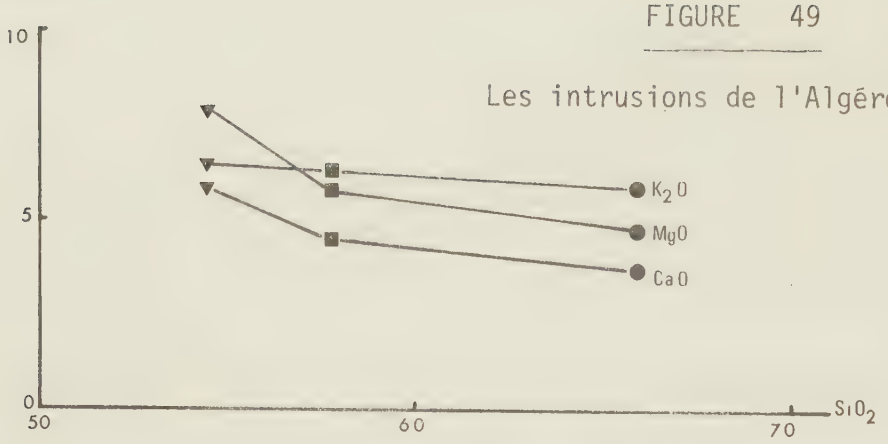
□ Galite

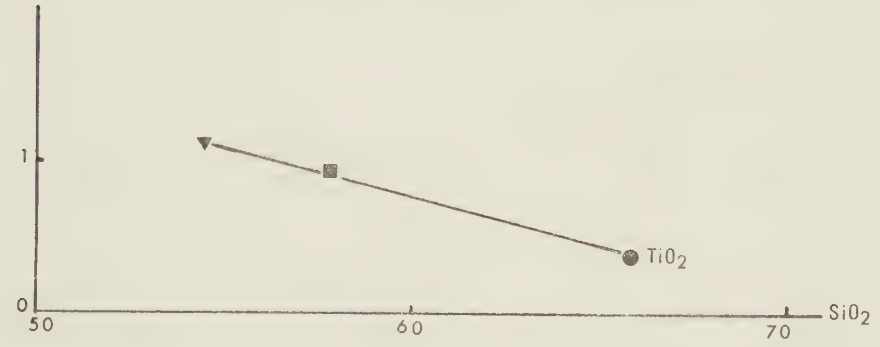
+ Tunisie

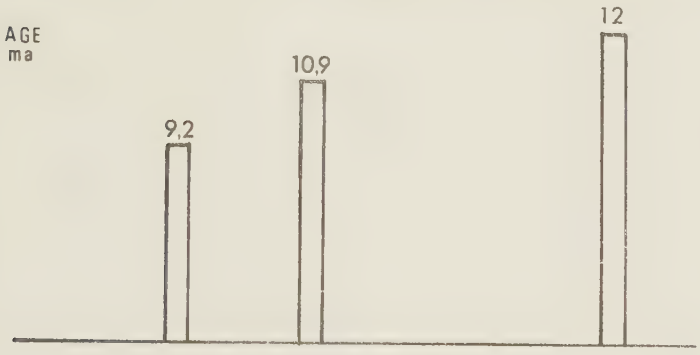
--- variations de Al_2O_3/SiO_2 dans les esterellites (France)

FIGURE 49

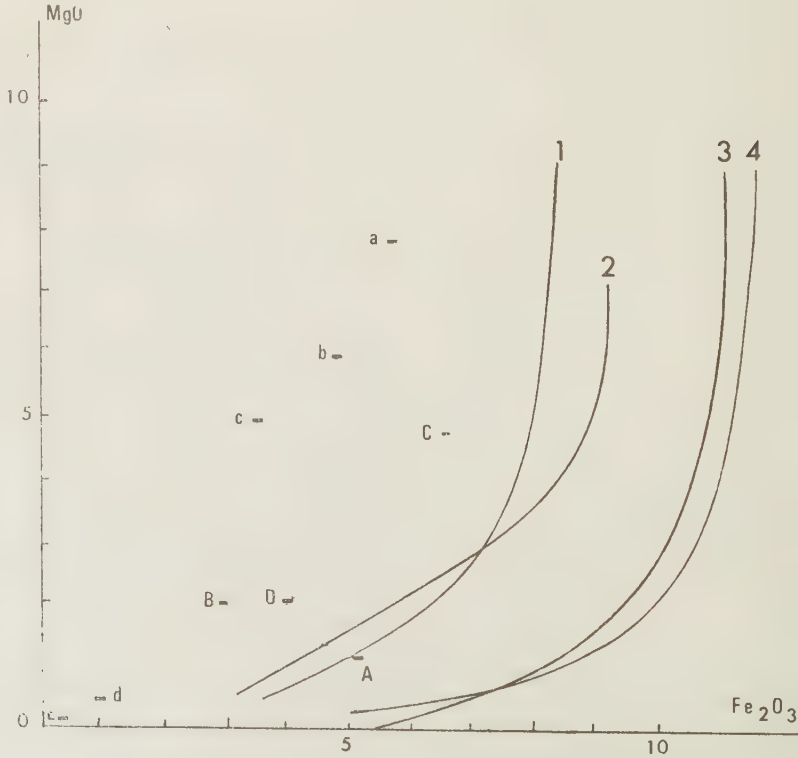
Les intrusions de l'Algérois : géochimie







Les lathes renvoient à la localisation des échantillons sur la figure 12.



Le diagramme MgO en fonction du fer total, signale la particularité des intrusions et des laves de l'Algérois, avec un enrichissement en MgO beaucoup plus fort pour une même teneur en fer total que dans les laves calcoalcalines.

Il convient de faire apparaître au sein de ce groupe d'intrusions tertiaires, celles de Toscane de composition calcoalcaline et sodique, très comparable à celle de Tunisie (Oued Bélif).

III. LES RHYOLITES

Présentes dans de nombreux massifs volcaniques calcoalcalins, parfois même constituant l'unique terme pétrographique du volcan (volcan des Trois Fourches - Maroc), leur teneur en silice varie entre 66 et plus de 75 % de silice. Les teneurs en Al_2O_3 sont inférieures à 15 % et supérieures à 11 %. (figure 50).

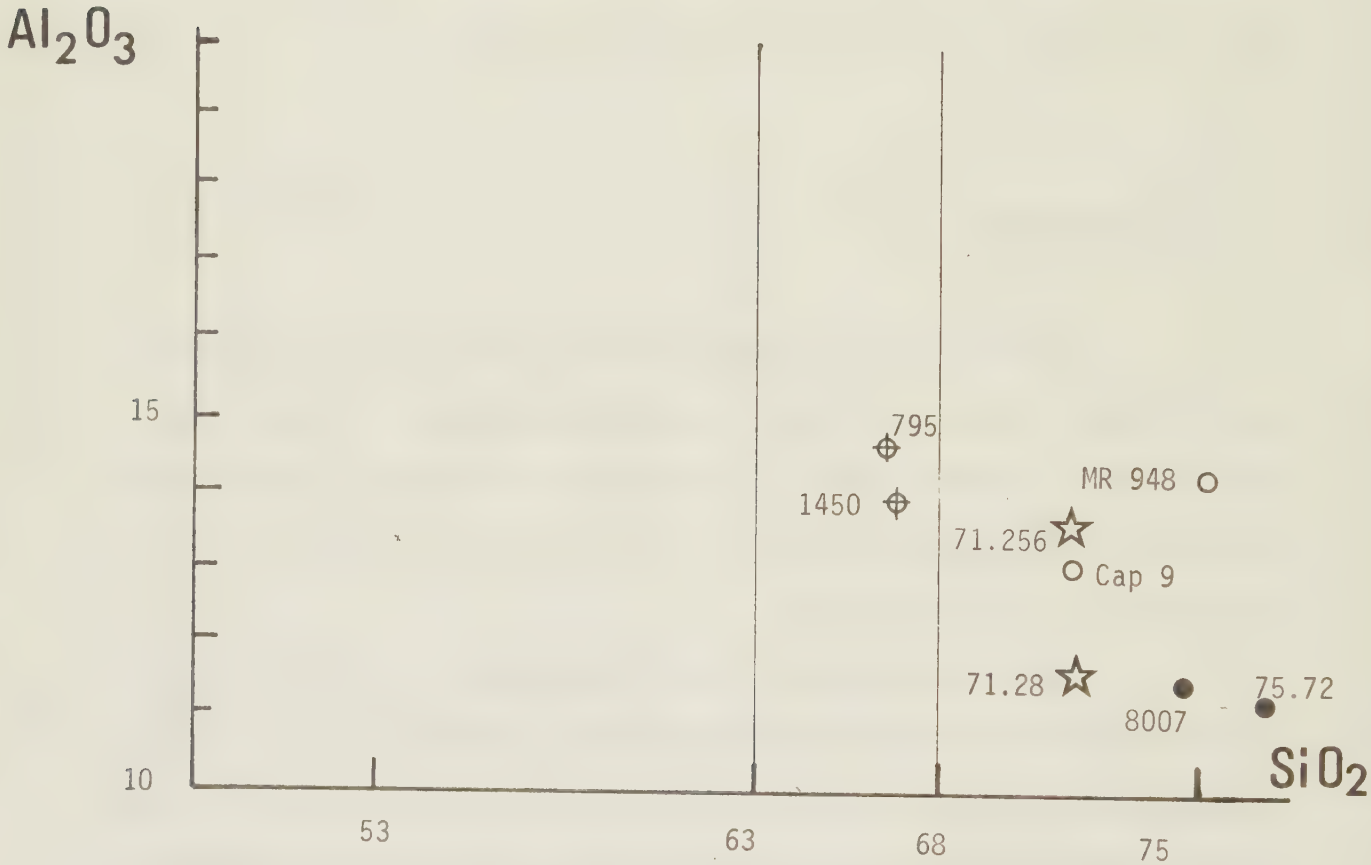
Dans certains cas ces roches contiennent de la cordiérite qui exprime minéralogiquement les teneurs en Al_2O_3 proches de 15 %. Le paragraphe suivant constitue une discussion sur la signification de la cordiérite . Chronologiquement, ces rhyolites peuvent constituer la première expression magmatique à la suite des phénomènes tectoniques majeurs du Miocène inférieur. Tel est le cas des "tuffites" acides burdigaliennes datées à 19 MA tant à la Vinuela (MR 948), près de Malaga, en Espagne,et des tuffites de Kabylie. (échantillon 75.72). La rhyolite d'El Gourine (8007) dans l'ouest Algérois, précède le volcanisme "andésitique". Les rhyolites des Trois Fourches annoncent l'activité volcanique du Gourougou au Maroc. En Tunisie, elles peuvent être précoces.

Mais ces rhyolites peuvent également intervenir au sein du

FIGURE 50

Magmatisme néogène méditerranéen

Les formations rhyolitiques



Droites de subdivision du diagramme K_2O/SiO_2 en fonction de la teneur en SiO_2.

○ Espagne

☆ Maroc

● Algérie

⊕ Sardaigne

cortège calcoalcalin : séries SI_1 et SI_2 de Sardaigne, (échantillons 1450 et 795), échantillon CAP 9 (Espagne), rhyolite en filon, recoupant les andésites du Cap de Gate.

Leur appartenance à une série calcoalcaline n'est pas nette : les données géochronologiques conduisent à les interprêter à part liées à l'anatexie crustale. (J. HERNANDEZ, C. LEPVRIER 1976). Dans certains cas, la présence de cordiérite renforce cette hypothèse, mais aucune preuve pétrochimique et minéralogique n'a été apportée.

Il convient donc de dissocier deux "habitus" de rhyolites. Si les rhyolites sont les seuls produits volcaniques émis, leur origine sera très vraisemblablement primaire : rhyolite des Trois Fourches, d'El Gourine.

Si, par contre, elles sont associées spatialement et chronologiquement à une série volcanique, et qu'elles ne présentent pas de cordiérite, leur origine est à rechercher dans la présence d'un liquide tardif issu d'un processus de fractionnement : rhyolites sardes, rhyolite en filon du Cap de Gate.

IV. LA CORDIERITE, INDICE D'UN MAGMA ANATECTIQUE.

Il est à signaler la présence de cordiérite dans certaines laves calcoalcalines du pourtour méditerranéen.

Suivant les cas, la cordiérite se présente en phénocristaux dans la lave, ou en enclaves dans celle-ci.

Les deux habitus sont présents dans les laves calcoalcalines qui affleurent en Espagne, du Cerro del Hoyazo à la Mar Menor, suivant la courbure de l'arc volcanique situé entre le Cap de Gate et Aguilar, dans une position tectonique plus externe par rapport à cet arc, à l'a-

plomb des gneiss du substratum des Névado-Filabrides (figure 31).

Les andésites de Nijar contiennent de la cordiérite et des grenats (J.M. FUSTER et al 1952). Au Cerro del Hoyazo, les laves contiennent, selon H.P. ZECK (1969), des enclaves de diorite quartzique à cordiérite.

Les paragénèses minérales rencontrées dans les enclaves sont diverses :

sillimanite + grenat + biotite ferrifère + plagioclase.

cordiérite + plagioclase

cordiérite seule.

Si ces enclaves sont partiellement héritées du substratum, il est alors nécessaire de rappeler que le faciès granulite de haute pression est caractérisé par la paragénèse "feldspath potassique + grenat" ; à basse pression, le grenat est remplacé par la cordiérite.

D'autre part, lorsque la cordiérite et le grenat constituent des phénocristaux dans la lave, leur coexistence indique, pour J.I.. IIYAMA (1976) que la pression de genèse n'excède pas 3 à 4 Kb, la température étant de 800° C environ.

Cordiérite héritée en xénolite ou cordiérite magmatique, il semble bien que la présence de ce minéral plaide en faveur d'une profondeur de genèse faible de ces laves, ou d'une profondeur d'équilibration faible des enclaves dans les laves qui les ramonent.

La cordiérite n'est pas un minéral accidentel des rhyodacites d'Aïn ed Defläïa ou des galets de Rhoumd er Roumel dans la province volcanique des Nefza, en Tunisie, puisqu'elle représente près de 7 % de la lave en analyse modale (F. MAUDUIT 1976). Cette cordiérite ferrifère, d'indice de distorsion $\Delta = 0,30$, est donc une low-cordierite très semblable à celle qui accidente, dans le volcanisme [illegible] ches de San Vicenzo. (F.

TABLEAU 54

TUNISIE - CHIMISME ET AGES

	NEFZA				MOGODS
Echantillon	MA 18	MA 135	MA 43	MA 3	MA-207
SiO_2	67,15	48,28	64,90	65,96	48,03
Al_2O_3	16,58	18,22	14,53	12,93	17,13
Fe_2O_3	1,37	7,60	3,15	2,10	7,48
FeO	2,26	0,86	1,02	2,70	0,70
MnO	0,03	0,06	0,01	0,02	0,06
MgO	0,87	6,01	1,22	0,93	4,69
CaO	2,97	9,72	2,31	1,05	8,49
Na_2O	3,26	4,29	3,66	7,79	5,64
K_2O	1,74	0,73	4,81	2,02	2,16
TiO_2	0,86	1,41	1,20	1,06	1,54
P_2O_5	0,10	0,10	0,18	0,08	0,06
H_2O^+	2,34	2,01	1,72	2,11	2,30
H_2O^-	0,93	0,86	1,07	0,44	0,69
Total	100,48	100,15	99,78	99,19	98,67
K_2O/Na_2O	0,53	0,17	1,31	0,25	0,35
Fe_2O_3 + FeO	3,65	8,46	4,17	4,80	8,18
Ages (M.A.)	8,2	8,4	12,3	12,9	6,6

Analyses dans Maudhuit, 1976, Thèse en préparation.

BARBERI et al, 1961) ou de Roccastrada (R. MAZZUOLI 1967). Pour ces auteurs la cordiérite se formerait par transformation de la biotite durant la fusion anatectique du magma. La cristallisation de ce dernier aurait débuté à 8 - 10 km de profondeur à 850° C.

Les roches de Tunisie, qui contiennent de la cordiérite, ont fait l'objet d'investigations isotopiques (N. METRICH 1976). Les valeurs des rapports $^{87}Sr/86_{Sr}$ de valeur 0,718 - 0,719 confirment l'origine anatectique de ces roches. (Tableau 54)

Enfin,l'étude d'enclaves de gneiss à cordiérite dans un trachyandésite du Massif Central (Les Gardes) par N. METRICH (1976) montre qu'il existe deux générations, une cordiérite ancienne,pinitisée, de grande taille, et de très petits cristaux de cordiérite (quelques dizaines de microns) liés à la recristallisation, à partirdu verre de fusion des gneiss (deux origines différentes de la cordiérite, mais qui confèrent à ces minéraux des compositions chimiques identiques, origine de restite, origine de cristallisation).

En conclusion, la cordiérite peut être l'indicateur d'un magma d'origine crustale peu profonde. La liaison spatiotemporelle de ce volcanisme crustal avec le volcanisme calcoalcalin est ainsi constaté tant en Espagne qu'en Tunisie.

V - LE VOLCANISME ALCALIN

Les cartes (figures 51 et 52) présentent la répartition chronologique et géographique du volcanisme alcalin. De plus, ont été reportées, la province toscane d'anatexie et la province romaine hyperpotassique.

A. Classification :

Peut être dénommé volcanisme alcalin, celui dont les laves échantillonnées se replacent dans le diagramme alcalin ($Na_2O + K_2O$) silice,

FIGURE 51

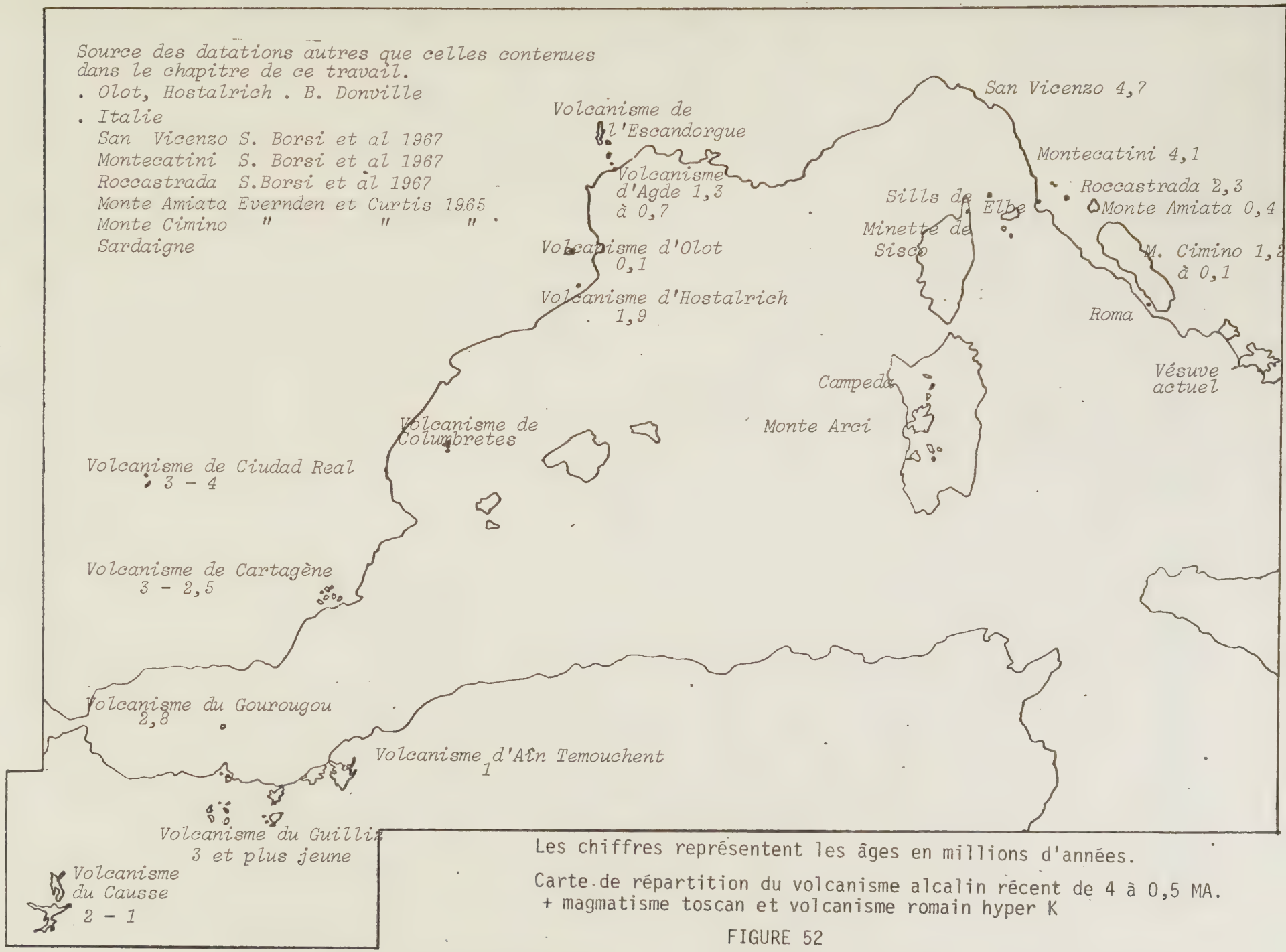
Volcanisme alcalin

sur le pourtour méditerranéen occidental

entre 7 et 5 MA

Les chiffres représentent les âges en millions d'années.

Tout le volcanisme est alcalin. Seule est donc précisée la nature granodioritique des intrusions de l'île d'Elbe. (Monte Capanne) G. Marinelli 1959.



Les chiffres représentent les âges en millions d'années.

Carte de répartition du volcanisme alcalin récent de 4 à 0,5 MA. + magmatisme toscan et volcanisme romain hyper K

FIGURE 52

(figure 53) au dessus de la droite AB. Ainsi au sein des "basaltes" périméditerranéens échantillonnés, à l'exception des basaltes du Cap Milonia (3317 et 350)(Oranais), et du basalte de la Campeda (1524) Sardaigne, qui se placent sous AB et plus particulièrement dans le champ des "high alumina basalts" (entre I et II) toutes les autres laves peuvent être considérées comme les témoins d'un volcanisme alcalin ; la plupart sont moyennement alcalines, quelques autres fortement alcalines situées au dessus de la droite GH dans ce diagramme. Dans ce dernier, la série alcaline cantalienne (basalte alcalin à trachyte ou phonolite) a été tronquée puisque seuls les basaltes ont été représentés dans leur rectangle de variation et seront traités dans ce paragraphe.

Au sein de ces basaltes, dont certains contiennent 50 % et plus de silice, le calcul de la norme C.I.P.W. permet de caractériser leur saturation ; la présence de néphéline normative supérieure à 5 %, autorisent selon KUSHIRO à dénommer ces laves, basanites, ce qui est a priori le cas, selon ce critère, des laves alcalines du Maroc.

Au contraire, la présence du quartz normatif(Qz) est un indice de sursaturation, caractère apparaissant dans le basalte MA 135 de Sidi Hassène , en Tunisie.

A partir des résultats de la norme, le calcul de l'indice de différenciation de Thornton et Tuttle, D.I. = (Qz + Nz + Lc + Ab + Or) Norme permet de donner une classification normative de ces roches alcalines, en accord avec R. MAURY (1976) . Sur la base de la valeur de cet indice, la limite basalte alcalin-hawaiite se situe à D.I. = 35 , la limite hawaiite mugéarite à D.I. = 50.

Cette classification, n'est applicable en toute rigueur, selon Mac DONALD et KATSURA (1964) qu'aux laves sodiques, pour lesquelles le rapport $Na_2O/K_2O > 2$. Ceci est réalisé pour toutes les laves étudiées, ex-

FIGURE 53

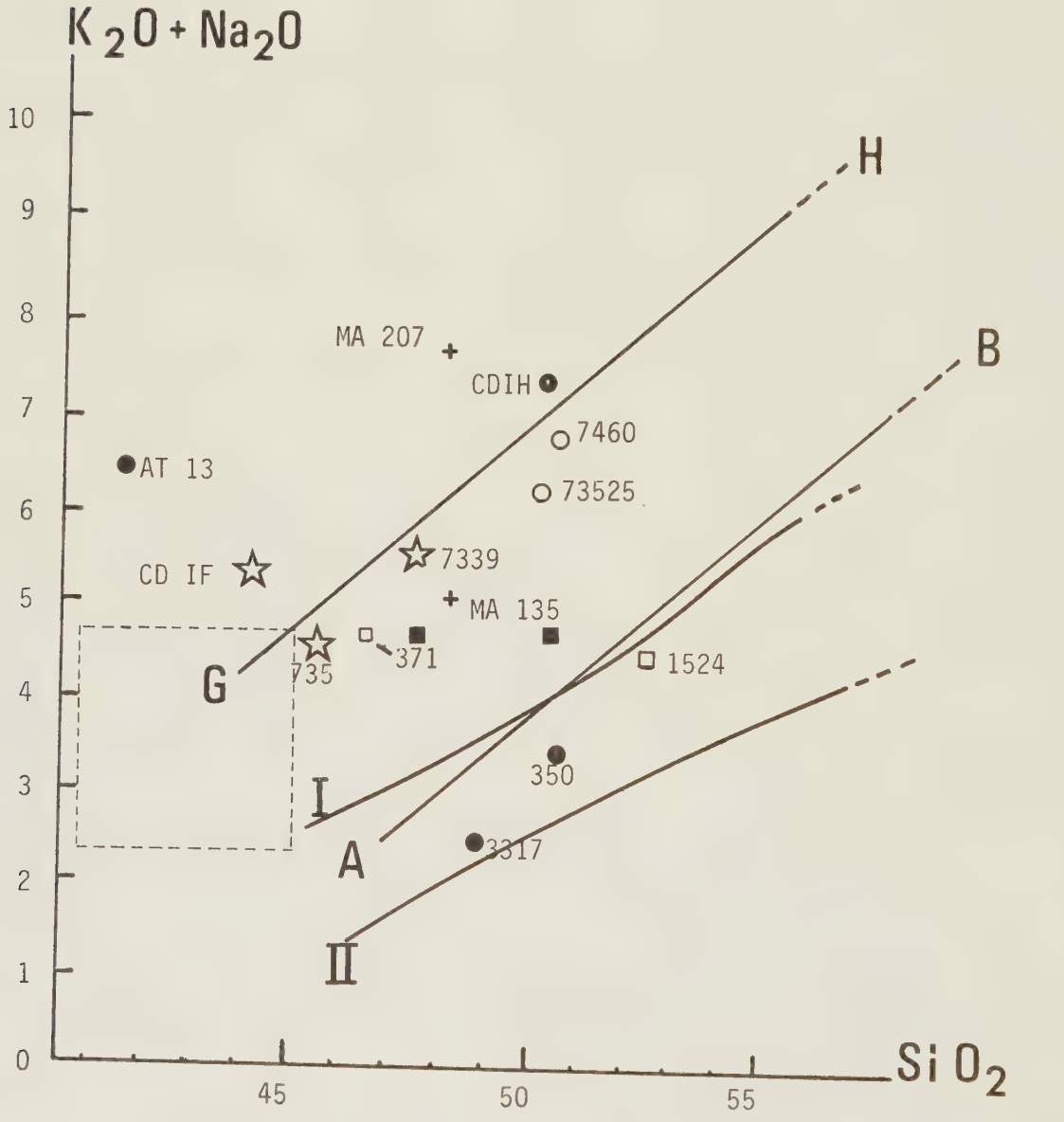
LES BASALTES PERIMEDITERRANEENS

AB *sépare les champs des laves des séries alcalines (au dessus) des séries tholéiitiques (Kuno et al 1951, Mac Donald 1964 Kuno 1965,68).*

GH *au dessus laves fortement alcalines, au dessous moyennement alcalines. (Saggerson et Williams, 1964).*

I *entre I et II* *high alumina basalts*

II *sous II* *laves tholéiitiques*



○ Espagne

☆ Maroc

● Algérie

\+ Tunisie

□ Sardaigne

■ Basse Provence

Basaltes du Cantal entre 10 et 38 MA

cepté celles d'Oujda au Maroc pour lesquelles le caractère shoshonitique a déjà été défini sur la base d'un rapport K_2O/Na_2O très voisin de 1.

Dans ces conditions, seules peuvent être considérées comme des basaltes alcalins, les laves 73.5 (Gourougou - Maroc) et du Tazzeka -(Maroc), CD IF, les autres laves, à l'exception de l'échantillon 74.60 de la Viuda en Espagne, sont des hawaïites, cette dernière étant une mugéarite.

B. Analyse des données chimiques. Quelques analyses chimiques des majeurs ont été choisies (tableau 55) pour supporter la discussion.

Minéralogiquement toutes ces laves contiennent de l'olivine et du clinopyroxène (constitution minéralogique des basaltes alcalins). Toutefois certaines d'entre elles possèdent de plus de l'orthopyroxène (basalte de la Campeda et d'Oujda) caractère les rapprochant de la série calcoalcaline ou de la série tholéiitique. Les teneurs assez fortes en alcalins excluent la possibilité d'apparentement à cette dernière série.

La teneur en Al_2O_3.

Elle est très forte dans certaines laves, c'est à dire supérieure à 17 %, ce qui n'est pas représentatif de basaltes alcalins. (AT 13, 73.39, Gourougou, MA 135, Tunisie, CD IH, Oujda), où les proportions moyennes avoisinent 14 à 15 %.

TiO_2 —

Les teneurs en TiO_2 sont supérieures partout à 1 % pouvant atteindre 3,6 % dans certaines laves (74.60 La Viuda - Espagne). Il ne semble pas qu'il y ait de corrélation (faible nombre d'échantillons) entre des proportions moindres en TiO_2 et de fortes teneurs en Al_2O_3. Ces teneurs moyennes à élevées en TiO_2 caractérisent une appartenance à la série alcaline .

TABLEAU 55

Comparaison d'analyses chimiques de basaltes alcalins

	Algérie			Tunisie	Sardaigne	
	3317	350	AT 13	MA 135	15 24	371
	Milonia		Aïn Temouchent		Campeda	San Pietro
SiO_2	48,72	50,85	42,96	48,28	52,44	46,46
Al_2O_3	19,60	20,20	18,97	18,22	15,68	14,26
FeO_{Total}	7,37	9,30	11,17	7,70	8,40	6,49
MgO	5,26	1,65	2,04	6,01	7,17	13,06
CaO	7,26	6,60	9,58	9,72	7,16	8,06
Na_2O	3,80	1,10	5,00	4,29	3,39	3,89
K_2O	1,19	2,47	0,67	0,73	1,14	0,75
TiO_2	1,30	1,70	2,11	1,41	1,62	2,46
DI (Thornton et Tuttle)		44,22		39,74		
Q z Normatif				2,35		
$K_2O + Na_2O$	2,49	3,57	5,67	5,02	4,53	4,64

Source des analyses Basse-Provence C. COULON 1967

	Laves de Basse Provence	
$K_2O + Na_2O$	4,64	4,79
SiO_2	50,96	47,20
Al_2O_3	15,34	13,41
FeO_{Total}	11,21	10,38
MgO	7,50	9,40
CaO	8,40	8,50
Na_2O	3,51	3,24
K_2O	1,13	1,55
TiO_2	2,62	3,25
	Roches de l'Aigle	Chapelle ste Anne

TABLEAU 55 (suite)

Comparaison d'analyses chimiques

de basaltes alcalins

	Espagne		Maroc			
	73.525 Lirio	74.60 La Viuda	73.39 Gourougou	735 Gourougou	CD 1F Tazzeka	CD IH Oujda
SiO_2	50,13	50,52	47,56	45,61	44,17	50,24
Al_2O_3	15,29	16,89	20,32	16,43	14,04	18,29
FeO_{Total}	9,80	10,15	7,01	9,11	11,83	6,60
CaO	7,78	4,49	8,61	10,63	10,43	7,83
Na_2O	4,06	4,52	4,13	2,82	3,90	3,91
K_2O	2,11	2,31	1,40	1,64	1,47	3,45
TiO_2	1,13	3,60	1,39	2,02	3,02	1,29
MgO	5,37	3,99	6,00	8,26	11,02	1,84
DI Thornton et Tuttle		53,75	40,83	30,37	27,81	53,15
Qz Normatif		0				
Ne Normatif		0	4,39	4,88	16,34	4,47
$K_2O + Na_2O$	6,17	6,80	5,53	4,45	5,37	7,36

Source des Analyses			
	Sardaigne		C. COULON et A. DEMANT
	Espagne	73525	P. BORDET 1975
		7460	P. BORDET 1975
	Maroc	7339	Univ. P. VI J. HERNANDEZ
		735	Univ. P. VI J. HERNANDEZ
		CD IF	Anal.C.R.P.G 1974 C. DELARUE
	Algérie	3317	Univ. P. VI J. HERNANDEZ
		350	Thèse G. SADRAN 1958
		AT 13	Univ. P. VI J. HERNANDEZ
	Tunisie	MA 135	Univ. P. XI anal. R. DURET 1975 et F. MAUDUIT

CaO .

Dans la série calcoalcaline typique, nous avons vu que la teneur en CaO avoisinait 8 % à 54 % de SiO_2.

Dans le cas des laves étudiées, la distribution du calcium est relativement anarchique : certaines sont très pauvres en calcium (La Viuda 74.60), les autres contenant entre 8 et 10 %, moyenne admissible pour les laves alcalines.

FeO_{Total} - MgO.

Les teneurs en magnésium de certaines laves sont faibles, moins de 6 % voire très faibles 2 % dans les laves d'Aïn Temouchent(AT 13). La distinction d'appartenance des laves à une série calcoalcaline ou à une série alcaline a été proposée par G.A. JOPLIN(1968) sur la base de la corrélation MgO, FeO_{Total}.Replacées dans ce diagramme, certaines laves semblent comparables à celles d'une série calcoalcaline (CD1H, 73.39 (Maroc) MA 135 (Tunisie) 1524 (Sardaigne)), d'autres montrent leur appartenance à la série alcaline (73.525, 74.60 - Espagne -, CD IF - Maroc-, AT 13 - Oranais-).

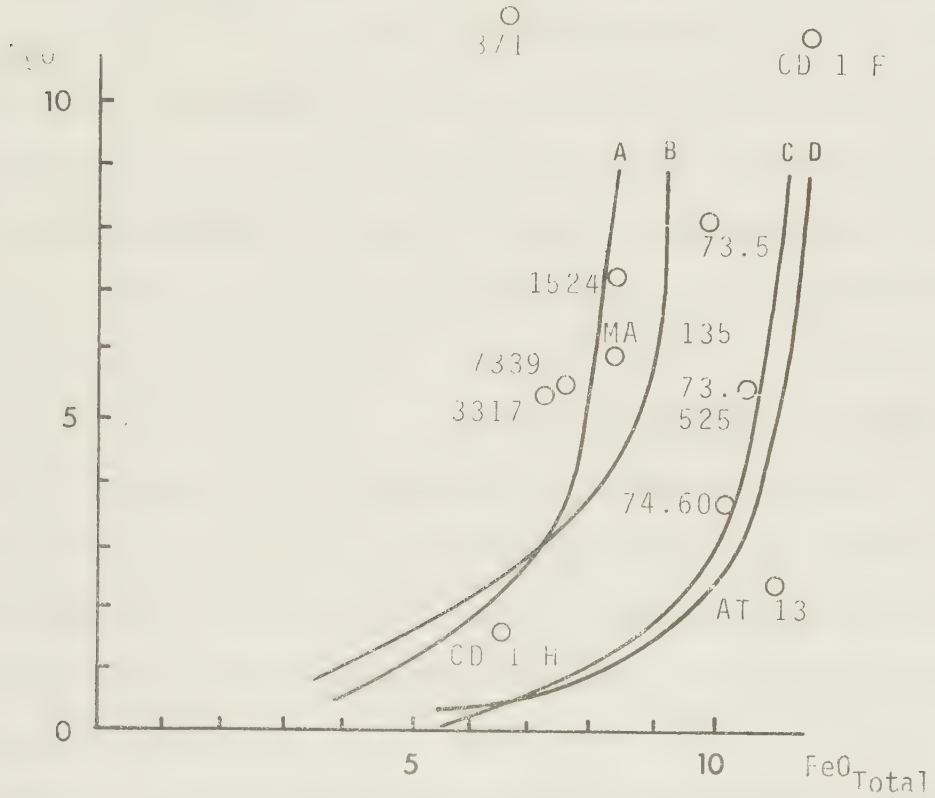
En conclusion, l'analyse des données chimiques, donne une image floue de l'appartenance des basaltes étudiés à la série alcaline. Certaines teneurs en éléments conduisent à trouver pour ces laves des caractères calcoalcalins. Seules deux laves présentent des caractères minéralogiques appuyant cette appartenance.

Il est donc certain qu'au sein des basaltes périméditerranéens certains présentent des affinités calcoalcalines indiscutables, caractère déjà annoncé sur la base d'analyses plus nombreuses et dans une région plus limitée par A.DEMANT et C. COULON (1973), pour les laves de la Campeda en Sardaigne. Ces auteurs pensent à un possible phénomène d'hybridation entre les magmatismes calcoalcalin et alcalin. Ce caractère hybride rencontré dans les basaltes sardes apparus au début du cycle alcalin, a été

Figure 53 bis

Les basaltes périméditerranéens

dans le diagramme MgO/FeO



A

B

C

D

Diagramme MgO/FeO_{Total} (d'après JOPLIN, 1968)

A Série shoshonitique de Yellowstone Park
B Série calcoalcaline en général
C Série alcaline du Japon
D Série alcaline de Hawaï

mis en évidence par d'autres auteurs. Ainsi, en Sicile, au Mont Iblei, F. BARBERI et al (1974) mettent en évidence une alternance (sur la base de la géochronologie K.Ar) entre basaltes alcalins et basaltes tholéiitiques entre 5,36 et 1,7 MA. Trois récurrences de basaltes alcalins apparaissent, pour deux récurrences tholéiitiques.

On peut conclure, dans le cas des laves sardes, que le cadre géodynamique précédent (genèse des laves calcoalcalines) a déterminé des anomalies thermiques qui persistent et modifie l'évolution du magma, dans les conditions géodynamiques nouvelles.

C. Arguments chronologiques .

Le magmatisme alcalin suit le volcanisme calcoalcalin, longtemps après ce dernier en Sardaigne. Toutefois deux restrictions doivent être apportées à ce schéma général : la liaison spatiotemporelle des comendites de San Pietro avec le volcanisme calcoalcalin à la fin de ce cycle à 15 MA (V. ARANA et al 1975) et le fait d'une activité calcoalcaline dans le Logudoro posterieurement à la transgression marine "serravalienne" en même temps que certaines phases alcalines au Mont Pizzinu de Mara et au Mont Castanza. (C. COULON et al 1972).

Au Maroc, en Tunisie ou en Espagne, le volcanisme alcalin suit de peu le volcanisme calcoalcalin. Ils sont de plus spatialement liés.

Enfin, tout le volcanisme tertiaire de France est sans aucune association avec du volcanisme calcoalcalin, excepté sur la bordure méditerranéenne, où une relation spatiale lâche existe entre le volcanisme de Cap d'Ail, calcoalcalin, et les basaltes alcalins du Toulonnais (C. COULON 1967). Mais la relation temporelle est improbable, une durée de 20 MA séparant ces deux volcanismes.

VI. LE PROBLEME DES ULTRABASITES DU POURTOUR MEDITERRANEEN .

Dénombrons les gisements actuellement décrits.

Au Maroc, dans le Rif, le complexe des Beni Bouchera, étudié par J. KORNPROBST (1969) présente l'association de péridodites de haute température et haute pression avec des pyroxénolites à grenat ou sans grenat.

En Algérie, dans la petite Kabylie, deux gisements de genèse différente sont voisins : proches du Cap Bougaroun, des péridodites sont associées à des gneiss à cordiérite et sillimanite. A l'ouest-sud-ouest, à une quinzaine de kilomètres, le complexe de Yaddene présente la sédimentation de spinelle, olivine et pyroxène, phase primaire d'un magma tholéiitique. (J.P. BOUILLIN, J. KORNPROBST 1975). L'évolution des derniers liquides s'est faite probablement sous de faibles pressions voisines ou inférieures à 3 Kb. En conclusion,ces auteurs accordent deux origines différentes à ces deux complexes. Celui du Cap Bougaroun a une origine tectonique et représenterait au même titre que le complexe de Beni Bouchera ou le complexe de Ronda en Espagne la base du socle bético-rifain défini par J. ANDRIEUX (1971). Le complexe de Yaddene , est métamorphisé par les granites dont l'âge est aquitano-burdigalien ou langhien (par analogie avec l'âge K.Ar des "granites" des Beni Toufout). Il pourrait s'agir d'un sill mis en place à la faveur d'une distension antérieure à l'épisode majeur de granitisation miocène. L'âge de cette distension reste pour l'instant inconnu en l'absence de toute investigation géochronologique.

Les ultrabasites rencontrées sont interprêtées comme des massifs représentant "un manteau supérieur, relativement peu différencié sous jacent aux continents, les granulites associées provenant de la base de la croûte continentale". (A. NICOLAS, E. D. JACKSON 1972).

La nature péridotitique du manteau sous-jacent à l'île d'Alboran est attestée par la présence de xénolites dans les laves et brèches de l'île (A. HERNANDEZ -PACHECO - E. IBARROLA ,1970).

CHAPITRE VI

ESSAI DE DISCUSSION D'UN MODELE DE LA MEDITERRANEE NEOGENE A LA LUEUR DES RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'AGE ET LA QUALITE DU MAGMATISME

CHAPITRE VI

ESSAI DE DISCUSSION D'UN MODELE DE LA MEDITERRANNEE NEOGENE A LA LUEUR DES RENSEIGNEMENTS APPORTES PAR L'AGE ET LA QUALITE DU MAGMATISME

Des modèles ont déjà été proposés, construits, sur la seule base d'étude du magmatisme, pour certains d'entre eux.

D'autre part, ces modèles s'adressent à une province déterminée du système volcanique péri-méditerranéen. Jusqu'ici, aucun modèle général, tenant compte d'une analyse détaillée du magmatisme n'a été présenté .

L'analyse détaillée du magmatisme comprend les éléments suivants :

1. La position du volcanisme à terre : disposition en bandes d'orientations structurales diverses suivant le lieu, suivant l'âge et la nature du magmatisme.

2. La succession des diverses manifestations volcaniques de nature différente en un même lieu selon une chronologie définie ; par exemple la succession:volcanisme rhyolitique, puis calcoalcalin, puis hyperpotassique, enfin alcalin.

I. UN RAPPEL DES MODELES PROPOSES :

A notre connaissance, les évolutions géodynamiques méditerranéennes basées sur le magmatisme, sont relatives, à la Sardaigne

à l'Espagne

au Maroc

à l'arc éolien.

A. Sardaigne

Le volcanisme andésitique, dans le contexte géologique de la Sardaigne, apparaît comme un volcanisme de bordure continentale (C. COULON, L BAQUE 1974). Selon une transversale Sud - Nord, de l'Ile, passant par le volcanisme qui affleure dans le vaste graben , il apparaît une polarité de la variation de l'élément potassium, du sud vers le nord de l'île. Selon les hypothèses en vigueur, ce gradient pourrait correspondre à l'approfondissement du sud vers le nord d'un zone de subduction fossile. (L. BAQUE 1974). Dans le contexte méditerranéen, il est possible d'imaginer que la zone en subduction (très probablement la marge africaine ou la marge italienne) plonge sous la Sardaigne suivant la direction NW ou W.N W.

De plus des mesures paléomagnétiques effectuées sur les laves calcoalcalines datées, permettent de préciser l'âge et les modalités du déplacement de la Sardaigne, en montrant le bien fondé de cette hypothèse (H. BELLON, C. COULON, J.B. EDEL 1976).

En conclusion, la subduction fossile existe depuis au moins 30 MA, âge donné par la méthode K.Ar, des premières manifestations calcoalcalines. De plus, un mouvement de dérive de la Sardaigne se manifeste, par rapport au référentiel européen fixe, sous forme d'une rotation trigonométrique achevée à 17 MA. . (passage de la déclinaison NW à N dans les laves de cet âge).

B. Espagne.

D. MOLIN (1973) constate que, dans les provinces d'Almeria et de Murcie, le rapport K_2O/SiO_2 croît de la côte vers l'intérieur du pays selon une transversale SE - NW; D'autre part, les laves à teneurs en K_2O voisines se placent sur la forme de l'arc. Une telle distribution

serait compatible avec une zone en subduction (croûte océanique) plongeant vers l'Espagne en direction N W et plongeant en direction W sous le Cap de Gate et la plaque d'Alboran.

Des conclusions un peu semblables sont tirées par V. ARANA et R. VEGAS 1974.

Ces auteurs distinguent un volcanisme calco-alcalin (andésite, dacite, rhyolite) d'un volcanisme potassique.

Le volcanisme calcoalcalin a, pour ces auteurs, une répartition relativement diffuse. Mais l'âge relatif du volcanisme est d'autant plus jeune qu'il se situe en position externe (au sens tectonique du terme).

Ce volcanisme serait lié à une zone de Benioff active au Miocène moyen, correspondant à une subduction vers le nord de la plaque africaine sous l'Espagne.

Le volcanisme potassique et mafique, situé au nord du volcanisme calcoalcalin de Murcie à Jumilla, pourrait représenter le dernier stade du processus de subduction.

La zone de Benioff serait limitée à la zone située à l'est de Malaga.

C. Au Maroc .

C. DELARUE et R. BROUSSE (1974) proposent de répartir en cinq alignements d'orientation N- SW , le volcanisme du Ras Tarf, du Gourougou et du Guilliz. Ils repèrent la polarité d'éloignement de chaque zone volcanique à une limite de plaques, en fonction de la teneur en K_2O. Ces auteurs déduisent de ces corrélations l'existence possible d'un plan de Benioff qui serait la plaque d'Alboran en plongement sous l'Afrique, selon une direction NW - SE.

D. En mer tyrrhénienne.

L'histoire ancienne et récente de l'actuelle zone de confrontation de la Méditerranée orientale et de la Méditerranée occidentale ont fait l'objet de la conception d'un modèle géodynamique basé sur des données d'ordre géophysique et d'ordre magmatique.

Pour l'histoire ancienne, déjà développée dans le chapitre IV, seules, les données magmatiques et paléomagnétiques ont été utilisées par F. BARBERI et al (1972).

On peut relier le volcanisme récent, 1 MA, encore actif à Vulcano et Stromboli ,(F. BARBERI et al - 1973) à des faits géophysiques actuellement observables, notamment les profondeurs des foyers des séismes. Ainsi une zone de Benioff, mise en évidence géophysiquement, plonge sous l'arc calabro-sicilien, selon une direction W - NW.

La profondeur de cette zone serait de 250 à 300 km sous Vulcano et Stromboli pour F. BARBERI et al. Cette opinion est modulée par P. HEDERVARI (1974 - 1975) qui attribue 170 km pour Vulcano et 185 km pour Stromboli à la profondeur atteinte par cette zone sous ces deux volcans. La zone de Benioff plongerait suivant un angle de 50 à 60° suivant l'azimut 296° N.

En conclusion, nous remarquerons que le volcanisme calcoalcalin qui affleure tant en Espagne, qu'au Maroc ou en Sardaigne, est lié, pour les auteurs, à d'anciennes subductions. Aucune structure géophysique conservée de ces plans n'a été mise en évidence, telle une zone séismique, en rapport avec ce magmatisme, excepté les tremblements de terre récents (1973) de Grenade dont le foyer est profond (600 km) en Espagne.

D'autre part, si l'on veut concilier une subduction sous l'Espagne, et une subduction sous le Maroc, il faut alors envisager à une

même époque une zone océanique, placée en coin entre l'Europe et l'Afrique. Un tel modèle est incompatible avec le mécanisme tectonique envisagé durant les cinquante derniers millions d'années pour expliquer le rapprochement des deux plaques .

Il est donc nécessaire de rechercher une signification volcano-tectonique du magmatisme marocain, compatible avec celle du volcanisme espagnol en relation avec un processus de subduction. La zonation du volcanisme espagol, spatiale, géochimique et chronologique peut être compatible avec le processus de subduction.

Enfin,le plutonisme et le volcanisme de l'Algérie et de la Tunisie n'ont pas encore fait l'objet d'un modèle géodynamique.

II. L'APPORT DE NOS RESULTATS.

Sur le plan chronologique.

1. J'insisterai sur la distinction entre le magmatisme calcoalcalin et le magmatisme alcalin, qui lui est postérieur.

2. Le magmatisme calcoalcalin est généralisé sur le pourtour méditerranéen occidental entre le Miocène moyen (Langhien) et le Miocène terminal (Messinien). Par rapport à cette période moyenne d'activité, il est possible de décrire un magmatisme précoce, et un magmatisme tardif.

3. Magmatisme précoce

Le volcanisme sarde le plus ancien, du Néogène, est daté à 30 MA. Mais l'activité magmatique calcoalcaline cesse dès 13,5 MA. Le magmatisme ligure débute dès 33 MA, mais cesse au plus tard à la fin de l'Oligocène supérieur.

Un épisode acide, auquel sont associés les niveaux de silexites d'Espagne et d'Algérie, est daté à 19 MA soit d'âge Burdigalien inférieur. Les premières émissions de la caldeira d'Alboran semblent dater de 24 ± 5MA.

On notera enfin des granitisations précoces dans le nord du Constantinois (région des Beni Toufout) datées à 22 MA, et les granophyres de la Serrata (Espagne) 17 MA.

4. Magmatisme débutant à 16 MA.

Le plus fréquemment répandu sur le pourtour méditerranéen occidental, ce magmatisme est typiquement calcoalcalin. Il affleure en Espagne, (Cap de Gate, région de Carboneras,) au Ras Tarf (Maroc), dans l'Algérois, (où un gradient d'âge semble exister d'est en ouest du bassin de Menacer au Cap Ténès), à Bejaïa, à El Aouana, au Cap de Fer.

Suivant les régions, la période d'activité magmatique est plus ou moins longue ; elle est longue en Espagne, puisque sans discontinuité apparente; hormis durant la phase tangentielle post serravalienne et ante tortonienne qui plisse les premières émissions volcaniques,le magmatisme se manifeste depuis 16 MA jusqu'à 6 MA. Elle est brève au Ras Tarf (Maroc), de 15 à 13 MA, longue dans l'Algérois, de 15,5 à 9 MA avec des venues tardives isolées à 5 MA, ("basalte " de Cherchell), brève à El Aouana (durée 2 MA) au Cap de Fer. Mention doit être faite des basaltes plissés de Dellys datés à 15 MA et de nature comparable à celles des basaltes du Cap Djinnet.

5. Magmatisme au déclenchement tardif.

Je signalerai les "granitoïdes" de la Galite, dont les âges sont groupés autour de 14 MA à l'exception d'un filon tardif recoupant les formations du Cap de Garde.

Mais c'est tout d'abord dans le sud du Constantinois qu'on doit signaler les roches lamproïtiques et laves calcoalcalines du Kef Hahouner,

tardives 10,9 à 9,2 MA.

Ensuite tout le volcanisme calcoalcalin de l'Oranais, du Gourougou, du Guilliz, au Maroc, est très tardifs par rapport à l'ensemble méditerranéen et notamment par rapport au front volcanique d'Espagne du sud - est.

A part quelques émissions basaltiques et rhyolitiques entre 12 et 10 MA au sud des grands volcans de l'Oranais, le gros des manifestations est daté entre 9 et 4,9 MA, tant dans l'Oranais, qu 'au Maroc.

Le magmatisme de Tunisie apparaît à 12,9 MA et prend fin dès 7 MA. Il est très réduit à l'affleurement, comme on aura pu le constater dans le chapitre 3 . Un hiatus existe entre les termes acides et les termes basiques.

6. Le magmatisme de nature alcaline peut être précoce ou tardif.

Il est précoce sur toute la plaque européenne. Le volcanisme lié au jeu du rift européen est permanent depuis 60 MA. Précédant de peu les premières activités calcoalcalines sardes, les émissions basaltiques ponctuelles de la région de Montpellier (33 à 25 MA) peuvent être liées au rejeu du rift en continuité avec le fossé du Campidano en Sardaigne, comme le propose la reconstitution de la figure 54.Le volcanisme trachytique du golfe de Valence à 22 MA marque les premiers stades de rifting du dôme valencien.

Le volcanisme alcalin cesse jusqu'à 12 MA. A ce moment là,quelques zones de flexure (zone de l'Oued Tafna dans l'Oranais) sont jalonnées par des émissions basaltiques et rhyolitiques.

Une autre reprise en milieu continental dès 10 MA peut être remarquée en Espagne au nord de la cuvette de Valence et en France : grande activité du Cantal entre 10 et 3 MA (H. BELLON et al 1973), activité du Mont Dore dès 8 MA jusqu'à 0,5 MA (H. BELLON et al 1973), dans les Causses, entre 9 et 5 MA (P.Y. GILLOT 1974). L'activité de l'Ampurdan

(B. DONVILLE 1973) se déplace au niveau du seuil de Massauet, et du graben de la Selva entre 8 et 5 MA (B. DONVILLE 1973).

III. A PROPOS DE L'ORIGINE DES LAVES CALCOALCALINES ET DES GRANITOIDES DE LA MEDITERRANEE. - ANNEXE II

Cinq catégories d'hypothèses ont été formulées pour expliquer l'origine des andésites et des roches associées, qui apparaissent dans les chaînes orogéniques continentales. Je les résumerai brièvement.

1 - La contamination de magmas basiques par du matériel cristal ou des magmas acides, fut proposée dès 1938 par LARSAN et al.

2 - L'anatexie d'une croûte sialique, par WATERS en 1965.

3 - La cristallisation fractionnée de magmas basaltiques fut proposée par BOWEN en 1928.

4 - La fusion suivie d'une différenciation du manteau péridotitique hydraté a ét invoquée en 1959 par WILSON.

5 - La fusion sous la lithosphère, (croûte océanique et manteau) dans des zones en subduction sous des bordures continentales a fait l'objet d'un premier développement par GREEN et RINGWOOD en 1968.

Mon but n'est pas de discuter chacune de ces hypothèses, ne possédant pas dans ce travail le faisceau d'idées et de faits permettant de les réajuster ou de contribuer au fondement de chacune d'entre elles. Par contre un certain contexte géologique évoqué tout au long du chapitre IV me conduit à accepter dans un premier temps l'hypothèse numéro 5.

A - La subdiction

Un mécanisme possible

L'existence d'un espace océanique entre l'Afrique et l'Europe,

il y a 50 MA, n'est pas démontrée. Toutefois, il est fort probable que l'ancienne Téthys qui possédait ce caractère océanique, ait constitué cet espace : il est possible d'imaginer que sous les contraintes, elle a subi des dilacérations qui ont conduit à l'existence de zones océaniques entre des blocs continentaux. L'essai de reconstitution du bassin méditerranéen, il y a 40 MA,que j'ai tenté de présenter, (figure 54) montre une sorte de mosaïque de blocs continentaux intermédiaires entre les deux grandes plaques, européenne et africaine, ces blocs étant noyés dans des "bassins" océaniques de plus ou moins grande extension. Géométriquement, on est tenté, comme je l'ai fait dans cette représentation, de considérer une vaste zone océanique à l'est du méridien de Gênes.

Entre la future Petite Kabylie et l'Afrique, la largeur de la zone océanique serait de 150 km environ, et se réduirait à 100 km au nord de l'actuel Cap des Trois Fourches, au Maroc.

Il y a 40 MA, l'Afrique est encore amputée d'une large zone continentale (50 km à terre et 50 km en mer d'après l'actuelle apparence du socle continental au nord de l'Afrique). Aussi tant que la collision de l'Afrique n'a pas eu lieu avec ces futurs massifs internes, il semble très logique de placer la zone de flexure de la lithosphère surmontée de sa croûte océanique, à la limite entre la plaque africaine et la zone océanique. Cette zone constitue la fosse dans laquelle s'accumule les flyschs numidiens.

L'ensemble du magmatisme s'exprime exclusivement (à de rares exceptions près) dans la zone des massifs internes, c'est à dire au dessus d'une zone en subduction. Nous reviendrons postérieurement sur le "chronométrage" des mouvements, et leurs conséquences magmatiques.

Nous n'avons pas d'idées sur l'angle de plongement de la zone en subduction. Par contre, il est possible d'appliquer un géotherme à la répartition géographique et magmatologique. J'ai choisi le géotherme

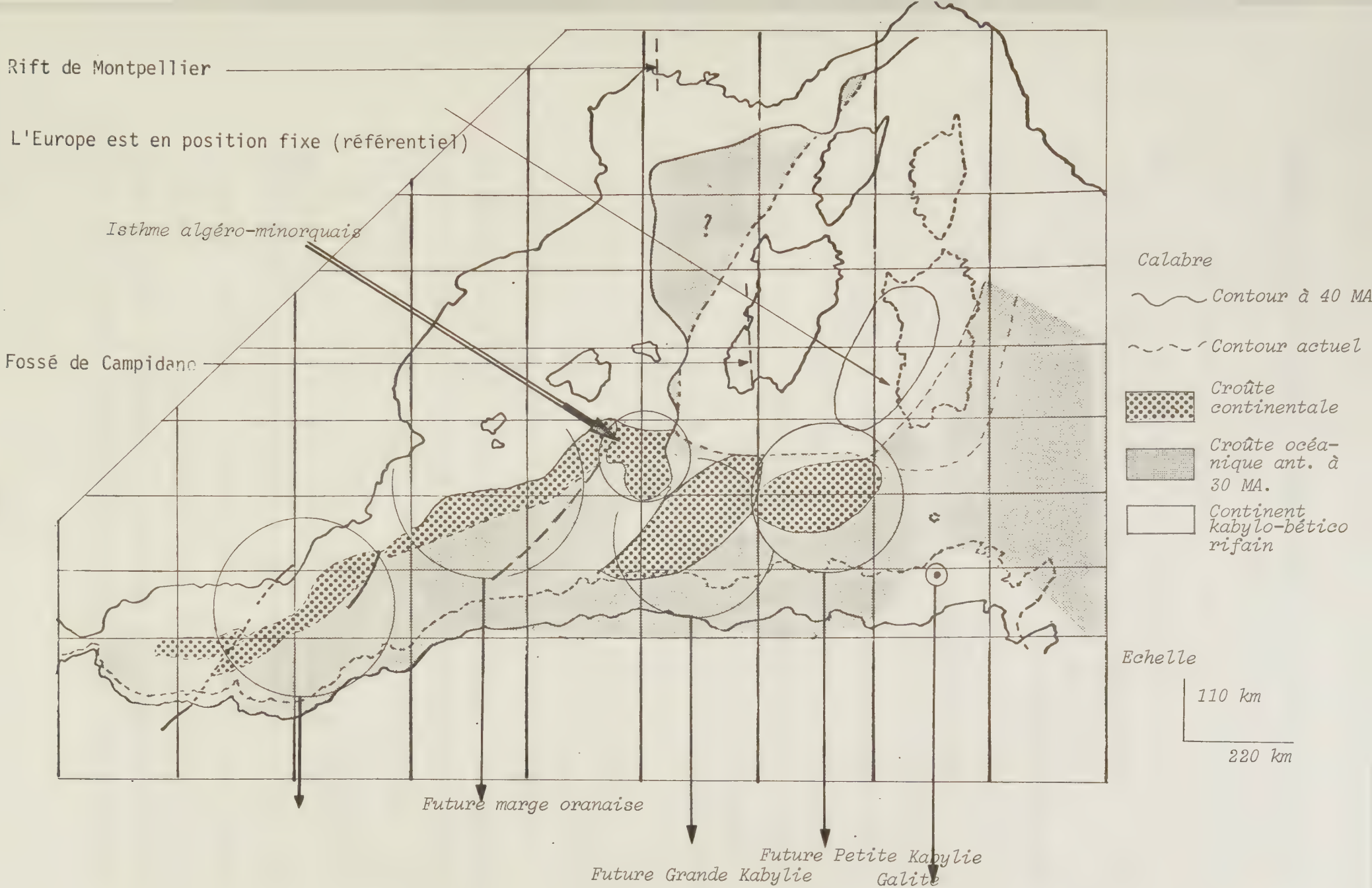
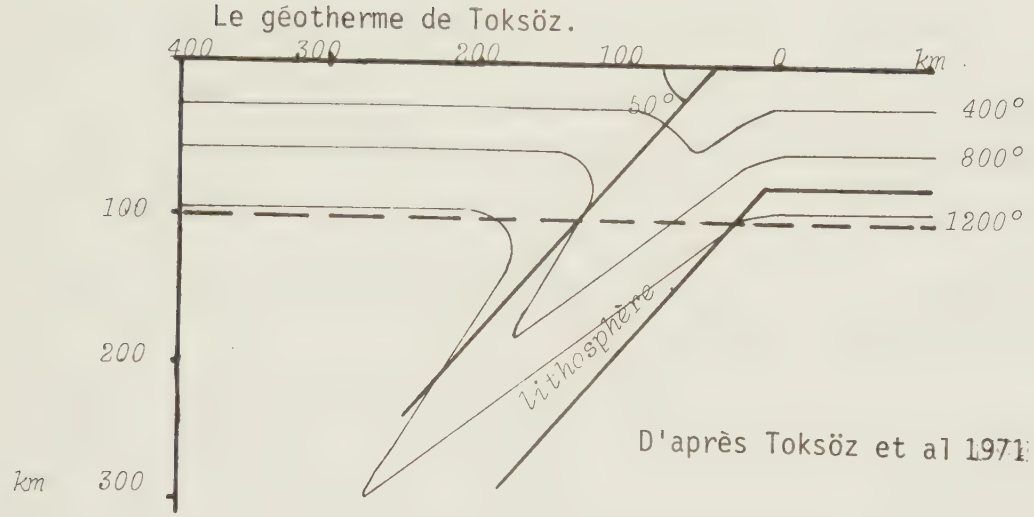


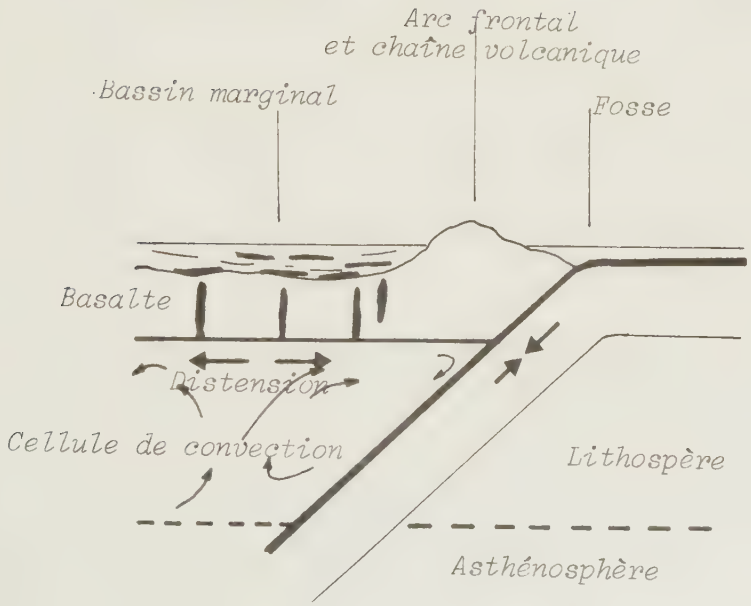
FIGURE 54 L'espace Europe Afrique à 40 MA tel qu'il peut être reconstitué à partir de la localisation de l'âge et de la qualité du magmatisme postérieur à cette période.

FIGURE 55 a

Le géotherme de Toksöz.



D'après Toksöz et al 1971



D'après HEDERVARI 1974.

Eléments d'une zone en subduction

FIGURE 55 b

de TOKSÖZ et al (1971) (figure 55A).Il est intéressant d'y constater que la partie supérieure de la lithosphère en subduction est à 1000° C à 100 km de profondeur, et à 800° C à 80 km de profondeur. On doit noter avec GRIGGS (1972) que la distribution des températures dans la lame descendante, dépend de l'épaisseur de sa lithosphère et de sa vitesse de descente.

Suivant l'angle de pendage, la partie subductée, située initialement entre les deux blocs continentaux sera de plus ou moins grande extension. Ainsi la figure 56 présente trois cas de subduction suivant trois angles différents.

Pour $\alpha = 60°$, 100 km sont subductés. La partie distale de la lame atteint 100 km de profondeur.

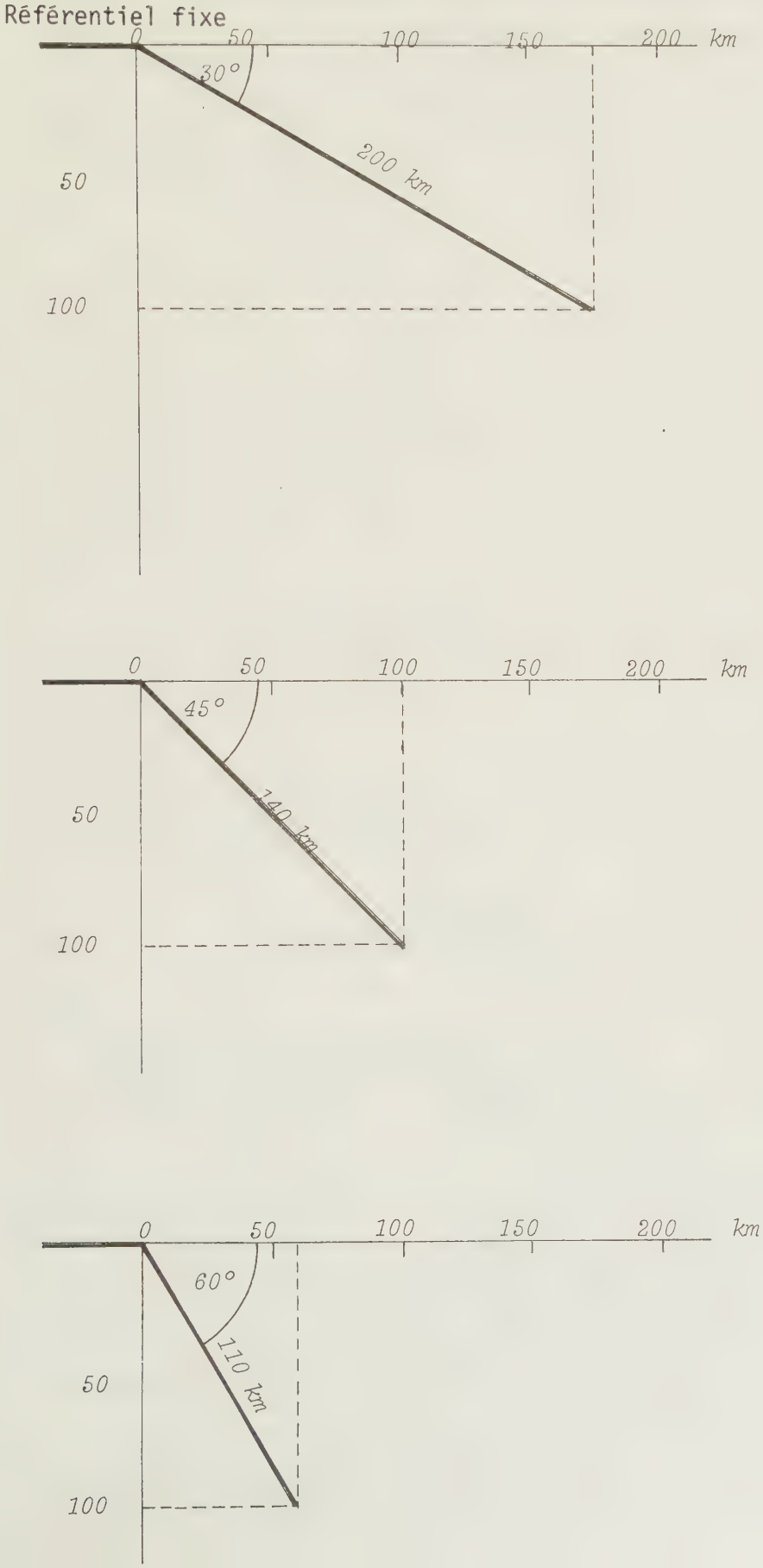
Le géotherme de TOKSÖZ correspond à une lame d'épaisseur 80 km plongeant sous un angle de 50° environ.

Comme, d'après les reconstitutions géométriques que l'on peut faire de la Méditerranée à 40 MA, il est possible de concevoir une zone océanique large de 200 km, l'angle de subduction de 30° semble admissible a priori.

Ici intervient maintenant la distance du magmatisme à la fosse. Si les flyschs se sédimentent dans la fosse, celle-ci se trouve continuellement à la flexure, durant toute la lente migration de la plaque Afrique vers le nord à la vitesse actuelle de 0,5 cm an^{-1} selon MINSTER et al (1974). La collision des massifs internes avec la plaque africaine est le résultat du mouvement de l'Afrique vers le nord et des massifs internes vers le sud-ouest (J.M. AUZENDE et al, 1973) qui s'éloignent ainsi au dessus de la zone en subduction sous la plaque européenne. Les flyschs sont éjectés vers le sud, au cours de la collision continent - continent. La position du magmatisme en une bande étroite n'excédant pas une cinquantaine de kilomètres de large, montre que l'arc volcanique est situé dans la zone de la fosse océanique. Ceci oblige à considérer, dans le cas de

FIGURE 56

Calcul de la longueur de la zone océanique subductée en fonction de l'angle de pendage de la zone en subduction.



l'hypothèse de genèse du magmatisme calcoalcalin au niveau de la zone en subduction, une profondeur de 100 km de celle-ci dans une position très proche de la fosse. Cela signifie que l'angle de pendage de la zone en subduction devient proche de 90°. Une telle courbure ne peut être acquise plastiquement. Seule la rupture de la zone et une évolution ultérieure autonome de celle-ci peut rendre compte de ce phénomène.

J'ai donc essayé de représenter cette idée sur la figure 57. L'Europe, référentiel fixe du système, est schématisée en même position. La ligne à 50 MA représente la bordure de la plaque africaine dans sa position à ce moment là ; on assisterait donc, au cours des temps, d'une part, à une migration vers le nord de l'Afrique, ce qui correspond à un rétrécissement de l'espace Europe - Afrique, et d'autre part, à la migration, vers le sud, des blocs internes, la collision finale conduisant à la désolidarisation d'un fragment de la lithosphère sous la bordure africaine. Après cet évènement, l'Afrique continue vers le nord, passant au dessus du fragment lithosphérique isolé, qui, de par son poids, continue à s'enfoncer dans l'asthénosphère.

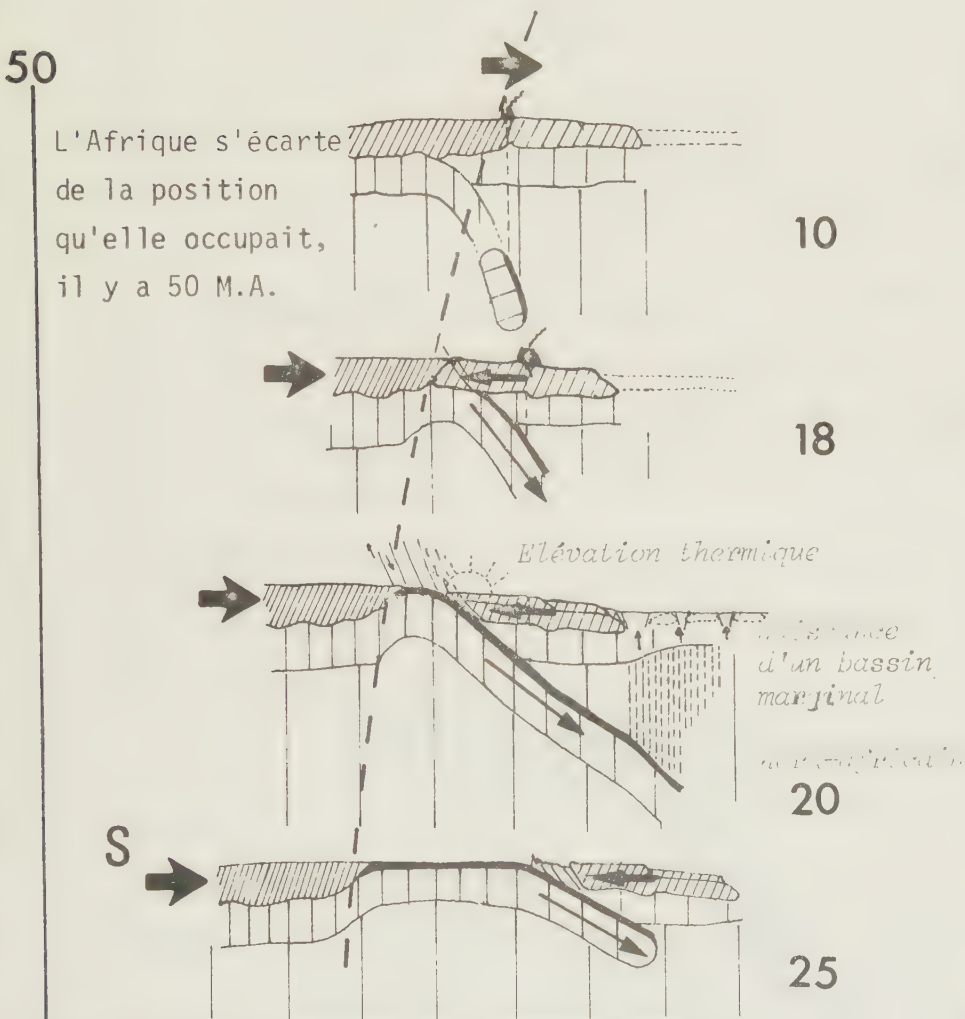
B - Ce modèle présente-t-il un accord avec le magmatisme ?

Nous avons distingué une ceinture de granitoïdes, en position externe, dans les zones internes. Ceux-ci peuvent correspondre à une fusion liée à l'isotherme 800° C, le moins profond et par conséquent atteint au premier stade avant ou au moment de la rupture. Le lieu de genèse se situerait donc dans la croûte continentale au dessus de l'isotherme 800° C. Ce sont d'autre part les premiers produits magmatiques apparus.

Ces granitisations peuvent provenir de la fusion de la croûte continentale sous-jacente aux massifs internes, sous l'influence de l'excès d'eau, provenant de la déshydratation de la plaque descendante. Deux stades existent. La déshydratation à moyenne profondeur : (100 km, soit une

FIGURE 57

Croûte continentale
Asthénosphère
Genèse du volcanisme calcoalcalin L'importance des flèches est proportionnelle à la teneur en K_2O
Massif interne
Naissance d'un bassin marginal
croûte océanique néoformee
Montée du front thermique
Distension
Trace de la zone en subduction
Ligne d'avancée de l'Afrique
croûte océanique
10 Age K.Ar M A



EUROPE FIXE

Volcanisme et plutonisme sur la marge africaine

Cassure de la lithosphère en subduction

Collision entre massif interne et le rebord de la plateforme africaine.

N

Début de migration des massifs internes.

Volcanisme calcoalcalin en Sardaigne.

pression de 30 Kbar pour une température de 600° C, domaine d'instabilité de la muscovite,)correspond à une eau à l'état supercritique qui peut transporter près de 10 % de silice en solution et plus de 10 % d'alcalins. La déshydratation à grande profondeur (au delà de 150 km) correspond à la disparition de la phlogopite. D'après W.S. FYFE et A.Mc BIRNEY (1975), les roches situées au dessus de la première zone de déshydratation sont soumises essentiellement à l'action de fluides riches en alcalins et en silice. La proportion de roches fondues est faible.

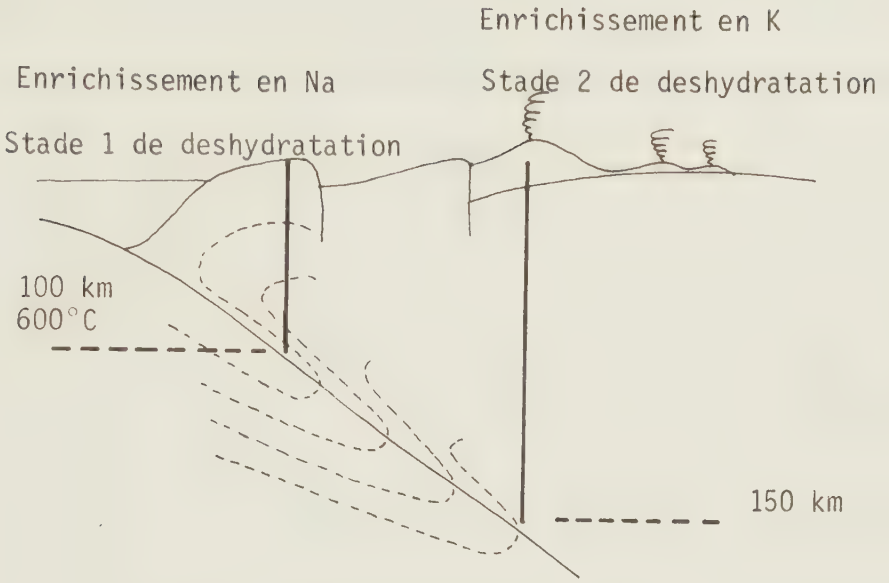
Au dessus de la deuxième zone de déshydratation, les fluides sont plus riches en potassium, et sont associés à la fusion, ne formant plus alors une phase vapeur libre. (figure 58).

Pouvant rentrer dans le cadre de granitisations précoces liées à la première zone de déshydratation, nous replacerons le granite de Miliana (voir tableau 52) (ouest Algérois) le plus riche en silice des granitoïdes étudiés, et très riche en sodium vis à vis de la teneur en K_2O, (rapport K_2O/Na_2O = 0,34). Les autres granites sont beaucoup plus pauvres en silice (66 % à 64 %) et plus riches en K_2O vis à vis de la teneur en Na_2O (rapport K_2O/Na_2O 1). Ils peuvent être reliés de ce fait à la deuxième zone de déshydratation plus profonde.

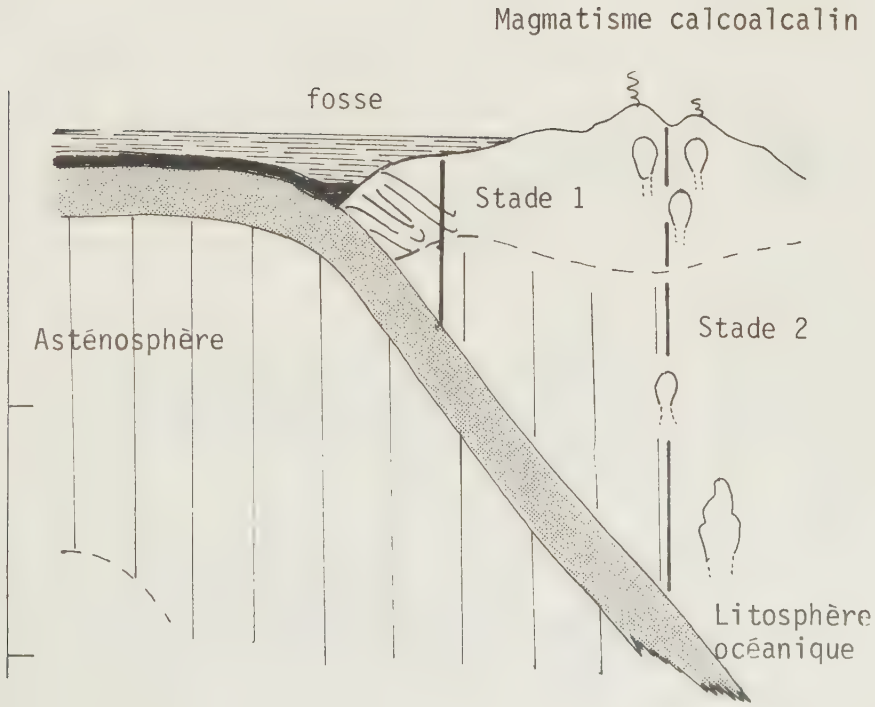
Un autre mécanisme hypothétique consisterait à faire dériver ces granitisations de la simple friction de la croûte continentale africaine et des massifs internes selon le mécanisme proposé par P. BIRD et al, 1975, dans le cas d'une convergence continent - continent.

La ceinture volcanique et plutonique associée (magma n'ayant pas atteint la surface, mis en place sous couverture) considérée comme des volcans avortés par L.GLANGEAUD (1952), est en position plus interne. Leur âge est plus récent également; leur genèse correspond à l'isotherme 1000° C, donc à une profondeur de 100 km au moins. L'isotherme à 1200° C est recoupé à une profondeur minimale de 150 km. Elle peut être attribuée

FIGURE 58



D'après W.S. Fyfe et A.R. Mc Birney (1975).



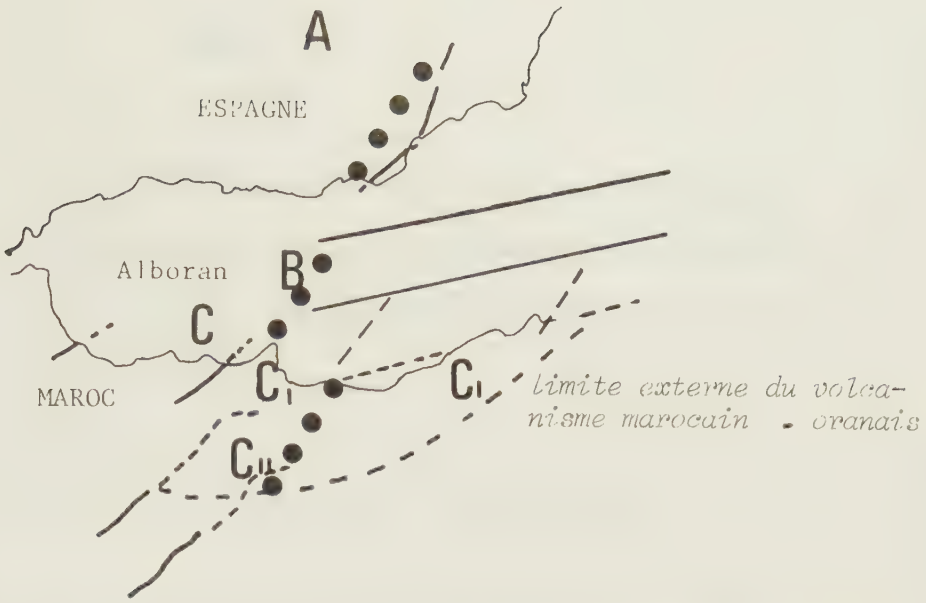
D'après A. E. RINGWOOD 1968

à la fusion de la croûte basaltique située sur la partie supérieure de la lame lithosphèrique . Les mélanges issus de la fusion de la couche basaltique sont en équilibre avec l'assemblage grenat + clinopyroxène et l'amphibole pour des profondeurs inférieures à 90 km, celle-ci devenant instable à cette profondeur. Ces mélanges peuvent être reliés à la suite calcoalcaline, selon GREEN et RINGWOOD. (1968). De plus, la forte teneur en eau de ces magmas les conduit à cristalliser avant d'atteindre la surface; la faible teneur en eau favorise leur accession en surface sans cristallisation précoce. (GREEN,1971).

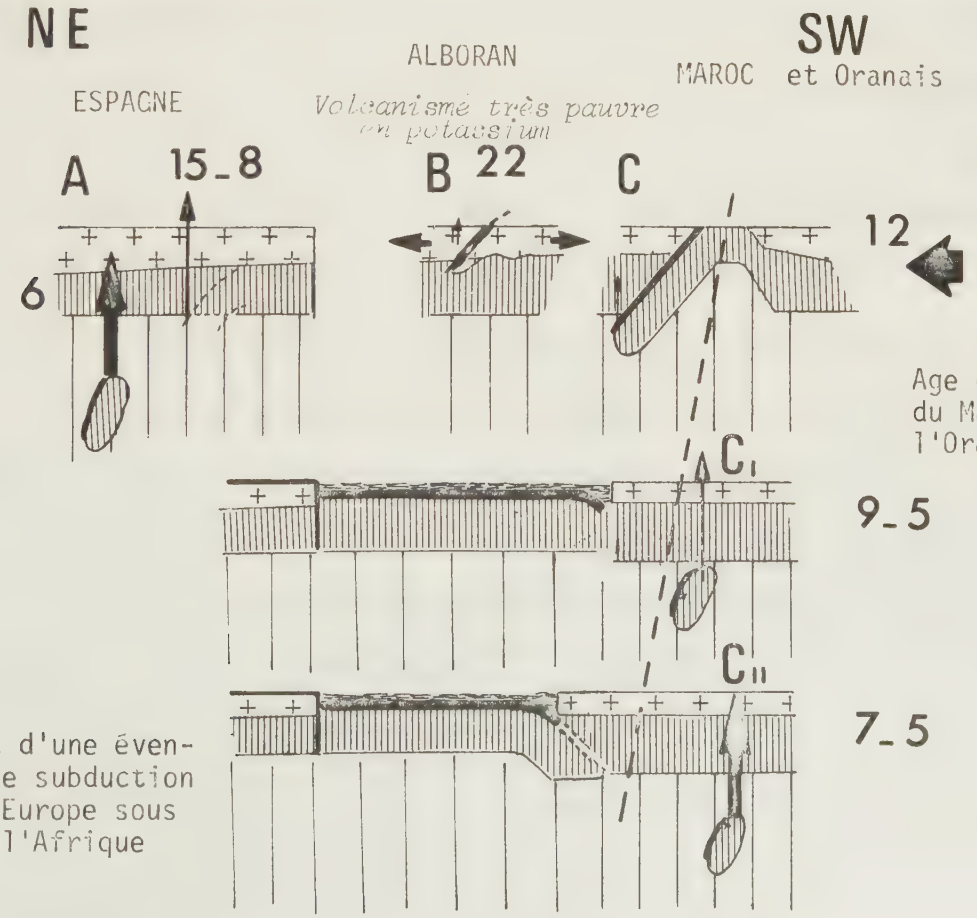
IV. LE PROBLEME DES ROCHES LAMPROITIQUES.

Je suis conduit à envisager au niveau de la marge africaine, l'enfoncement, par simple gravité, d'un segment de lithosphère dans l'asthénosphère . La lithosphère africaine continue son avancée vers le nord au dessus de cette zone "troublée" de l'asthénosphère. Dans ces conditions, le magmatisme lié à cette zone ne peut s'exprimer qu'en arrière (c'est à dire à l'extérieur) du précédent arc magmatique. D'autre part chronologiquement, il ne peut être que plus récent. Ces deux facteurs caractérisent le magmatisme du Kef Hahouner (Constantinois). Ces roches représentent donc l'évolution finale du segment subducté. Une hypothèse semblable est faite pour les lamproïtes d'Espagne. Le lieu de genèse profond a même été relié par certains. (ARAÑA et VEGAS, 1974) à la position de séismes très profonds (600 km) dans la région de Grenade. On doit noter la position très externe de ces lamproïtes par rapport à l'arc magmatique espagnol, puisqu'elles affleurent à 100 km au nord des andésites de Mar Menor, Mazzaron. Mais dans ce cas

FIGURE 59



Croûte continentale
lithosphère
Trace de la zone en subduction
Asthénosphère
Ligne d'avancée de l'Afrique
Genèse du volcanisme calcoalcalin L'importance de la flèche est proportionnelle à la teneur en K_2O
sens du mouvement relatif de l'Afrique
croûte océanique
9-5 Age K.Ar MA
Coupe
Sédimentation



Age du magmatisme du Maroc et dans l'Oranais

Début d'une éventuelle subduction de l'Europe sous l'Afrique

présent, l'Europe,référentiel fixe, ne peut dériver au dessus du segment en subduction. On est donc contraint de supposer, que même après détachement de la lame, ce segment évolue selon une trajectoire courbe et non verticale, (comme dans le cas d'un enfoncement par simple gravité).

Extension de ce modèle aux roches hyperpotassiques "shoshonitiques".

La chronologie des trois massifs, Ras Tarf, Gourougou et Guilliz, démontre que le volcan du Ras Tarf peu potassique est le plus ancien, le Gourougou,fortement potassique, comparable aux volcans de l'Oranais, est actif entre 9 et 5 MA., le volcan du Guilliz,hyperpotassique,étant actif entre 7 et 5 MA. Ce gradient d'âge apparaît donc calqué sur le gradient de la teneur en potassium. Géographiquement ce gradient s'exprime du NW au SE. Si on relie la teneur en potassium, et la profondeur de genèse, on remarque que le volcan en position externe est le plus potassique. Il me semble, que seul, le processus évoqué à propos des lamproïtes du Constantinois permet d'expliquer cette répartition. C'est ce dernier que j'ai tenté de représenter dans la figure 59.

V. LE DIACHRONISME VOLCANIQUE.

A la lueur des schémas précédemment exposés, il ressort que le rôle essentiel des massifs internes dans l'apparition du volcanisme, outre qu'ils sont les récepteurs de celui-ci, réside dans la fracturation de la zone subductée. D'abord, en subduction suivant un angle de 30° (dans notre modèle I, la rupture ne s'amorcerait qu'au moment de la collision, plaque africaine - massifs internes. D'une part les vitesses de dérive des massifs internes peuvent être différentes ; d'autre part les trajets parcourus par chaque massif peuvent être de longueur différente; enfin l'obliquité des trajectoires des massifs internes par rapport à la direction générale du mouvement de la plaque africaine, résulte dans l'absence de

parallélisme des marges continentales,en approche jusqu'à la collision. Il me semble que ces trois raisons permettent d'expliquer ce diachronisme. Enfin la largeur de la zone océanique est différente suivant le lieu considéré.

VI. CAS PARTICULIER DE LA STRUCTURE VOLCANIQUE ORANO-MAROCO-ESPAGNOLE.

L'actuelle disposition du volcanisme, montre une disposition bipartite de part et d'autre de Gibraltar, avec une absence totale (excepté les tuffites ignimbritiques de la Viñuela) de volcanisme calcoalcalin de Gibraltar à Malaga. On ne peut admettre une double subduction, la zone étant très réduite entre les deux rives, la plasticité de la zone intermédiaire qui devrait être alors océanique, n'étant pas suffisante pour posséder cette double incurvation. La subduction de l'Afrique sous l'Europe,dans cette zone originellement étroite,se manifeste en Espagne tout d'abord, (début du volcanisme calcoalcalin, à 15 MA,après des montées granophyriques dans le Horst de la Serrata,autour de 17 MA , les granophyres correspondent au même processus de genèse que les granitoïdes algériens). La dilacération du massif kabylo-bético-rifain contribue à l'accrétion tardive continentale de la marge orano-marocaine. Ce phénomène entraîne par le jeu d'une collision continentale la rupture de la lithosphère en subduction sous l'Espagne. La zone de rupture se situe entre la marge africaine ancienne et le précontinent orano-marocain. Dès lors, l'Afrique chevauche le segment en subduction, sa progression étant marquée dès 10 MA par le volcanisme fortement potassique du Gourougou et de l'Oranais, puis par le volcanisme hyperpotassique du Guilliz.

VII. CAS DE LA SARDAIGNE.

Il est possible d'évoquer,au sud-est de l'île,une très large zone océanique ancienne, limitée par la péninsule italienne, la Sicile et le socle continental sur lequel se situe l'archipel de la Galite. Ici le processus de subduction lent, sous angle faible (30°), et régulier, permet de concevoir la disposition régulière ainsi que la longue durée (plus de 17 millions d'années d'activité) du volcanisme sarde. (figure 57)

Un maximum d'activité entre 29 et 17 MA semble correspondre à la période de rotation du bloc sarde. La subduction s'arrête sous la Sardaigne, au moment du blocage de celle-ci au nord contre le socle des Apennins et au sud contre le socle de la Galite. Au sud-est, la zone en subduction demeure. Les massifs calabrais se désolidarisant de la plaque sarde dérivent au dessus de cette zone jusqu'à leur collision avec la Calabre. (Hypothèse faite par F.C. WEZEL).

VIII. OUVERTURE DES BASSINS.

Dans tous les cas, nous pensons que la dérive de blocs continentaux s'opèrent au dessus de zones en subduction. En arrière de chaque bloc, correspondant alors à la partie avale de la zone en subduction, s'ouvrent des bassins étroits, de faible extension longitudinale, hormis le bassin nord-algérien. Le processus de formation est résumé dans la figure 60. Ces "mers marginales" sont comparables par leur origine à la mer du Japon, même si leurs dimensions sont incommensurables. La mer du Japon a 500 km de large en son centre et 1900 km de long (figure 61 B). Le bassin nord africain n'est large que de 120 km et long de 480 km.

La figure 60 propose une chronologie d'ouverture des bassins,

FIGURE 60

Carte de l'âge des ouvertures de bassins océaniques

Age déduit de l'étude du volcanisme des marges.

FIGURE 61

Volcanisme du Pérou
d'après C. Lefèvre 1973

⊕ Série calcoalcaline

◦ Série tholéitique

• Série alcaline

D'après H. Kuno 1962

établie à partir de l'âge du magmatisme des marges.

- 1 - Ouverture du bassin provençal, et du bassin ligure.
- 2 - Ouverture du bassin occidental d'Alboran.
- 3 - Ouverture du bassin nord-africain.
- 4 - Ouverture tardive du bassin oriental d'Alboran.
- 5 - Ouverture miopliocène du bassin tyrrhénien au moins pour sa partie sud-est.

La largeur des zones volcaniques est très faible (50 km au maximum à terre) sur la marge nord africaine, en comparaison de la largeur de la zone volcanique andine. (Figure 60).

Toutefois l'extension en mer du volcanisme calcoalcalin peut être importante comme en témoigne les résultats de premiers sondages côtiers.

CHAPITRE VII

CONCLUSIONS I-L'HISTOIRE NEOGENE DU BASSIN MEDITERRANEEN OCCIDENTAL - COMPARAISON DU MODELE PROPOSE AVEC UN MODELE BASE SUR LES DONNEES GEOPHYSIQUES ET GEOLOGIQUES.

CHAPITRE VII

CONCLUSIONS I . L'HISTOIRE NEOGENE DU BASSIN MEDITERRANEEN OCCIDENTAL. COMPARAISON DU MODELE PROPOSE AVEC UN MODELE BASE SUR LES DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE ET UNE INTERPRETATION DES FAITS STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES.

I. LES TROIS ASSOCIATIONS MAGMATIQUES .

Le modèle que j'ai proposé au chapitre VI a été construit à partir des données interprétées, fournies par l'étude du magmatisme situé sur les marges continentales du bassin méditerranéen occidental. L'étude du magmatisme est d'ordre géochronologique et magmatologique.

- Géochronologique : par l'utilisation des résultats des datations K.Ar effectués sur des échantillons choisis soigneusement, tant pour leur position clé au sein d'une stratigraphie complexe, que leur position clé au sein d'un association magmatique.

- Magmatologique : trois types d'association magmatique ont été distinguées, permettant de caractériser au niveau de chaque association géographique, le type d'activité, et en conséquence, l'épisode géodynamique reflété :

association calcoalcaline
association caractérisant un magmatisme crustal
association alcaline.

A. L'association calcoalcaline a été interprétée ici en termes de subduction d'une croûte océanique sous une lithosphère continentale. Il s'agit là d'un axiome de base du modèle, reposant sur la vérification que l'on peut opérer sur les marges actives actuelles. L'utilisation d'un tel axiome, sous-entend la présence, avant subduction,

d'une croûte océanique. Or à l'heure actuelle, un magmatisme calcoalcalin, peut se situer en milieu continental, loin d'une marge continent-océan, ce qui conduit certains auteurs (P. BIRD et al, 1975) à définir des modèles de subduction d'une lithosphère continentale sous une autre lithosphère continentale, cas du magmatisme iranien. Dans le cas de la Méditerranée occidentale, LAUBSCHER (1971) explique les raccourcissements importants par le même phénomène ; toutefois il est nécessaire de retrouver les traces d'une ancienne croûte océanique. La brève évocation que j'ai pu faire au chapitre VI de quelques massifs ultrabasiques, constitue un argument en faveur de son existence antérieure à la subduction.

La présence ubiquiste d'associations calcoalcalines, sur les trois marges du bassin algéro provençal, entraîne une complication du modèle simple de la convergence de l'Afrique et de l'Europe. Sur la marge du bassin tyrrhénien, la présence d'un volcanisme calcoalcalin dans le flysch de Tusa, d'âge oligomiocène, conduit, en adoptant la même hypothèse de travail, à considérer une zone en subduction, très probablement différente de celle responsable du volcanisme calcoalcalin sarde de même âge. Si de plus, on relie les indices d'un volcanisme calcoalcalin présents au long de la marge occidentale de l'Italie, il apparaît une ou plusieurs zones en subduction, dont l'âge d'activité se situerait depuis l'Oligocène, sans précision supplémentaire à l'heure actuelle. Il me semble logique d'admettre que celle(s)-ci plongeai(en)t sous l'actuel bassin tyrrhénien.

B. L'association magmatique caractérisant une activité crustale peut signaler, la simple existence de réchauffements locaux. La nature des produits formés, (granitoïdes et rhyolites) conduit à admettre une genèse sous faible pression (quelques Kb) à des températures voisines de 850°. Ces roches sont associées souvent à des produits calcoalcalins,

sur le terrain, mais précédent toujours l'apparition du cortège calco-alcalin. J'ai donc envisagé, la présence et le développement de paléoanomalies thermiques reliées dans le phénomène de subduction à la position de l'isotherme 850° , relativement superficielle, dans la zone de flexure de la plaque.

C. L'association alcaline, signale par son apparition, la résorbtion des champs de tension créés par l'existence d'une compression généralisée.

1. Le rift rhénan :

Ainsi sur la plaque européenne, le jeu du rift médio- européen, prolongé par le rift du Rhin, puis les rifts du massif central; s'exprime depuis 80 MA. Les composantes de tension, changent de direction selon le moment, montrant ainsi la très probable réorientation de la contrainte générale, liée au mouvement relatif des deux plaques et au jeu des plaques intermédiaires. H. ILIES (1975) réétudiant en détail la disposition et l'histoire du système de graben de l'Europe occidentale, montre que les stades successifs de formation des fossés, sont synchrones des épisodes majeurs de plissement dans les Alpes. D'autre part, la distension éocène-oligocène du fossé rhénan, est très probablement le résultat d'une compression parallèle à l'axe du fossé, c'est à dire orientée à 20° Nord.

La compression maximum récente est orientée à 320° N (valeur déterminée à partir des données séismiques par résolution des mécanismes au foyer). La réorientation de la compression s'effectue donc par rotation trigonométrique de 60°. Celle-ci est retrouvée, mais avec des valeurs moindres pour la réorientation récente (terminée à 16 MA mais peut être

beaucoup plus précoce) de la plaque sarde, relativement à la plaque européenne fixe.

Cette réorientation réactive le réseau de fractures anciennes de la façon suivante, deux facteurs jouant : la compression, et la montée en température, liée à la tectonique, "âge tectonothermique" de ILLIES.

Perpendiculairement à la compression, la distension ouvre les fractures. D'autre part la montée en température provoque la dilatation crustale ainsi que la déformation de la zone limite entre croûte et manteau, très probablement émettrice du volcanisme alcalin.

Cette double relation peut être vérifiée à partir de l'exemple du volcanisme de rift.

Les âges tectonothermiques relevés dans les Alpes, à partir du Crétacé supérieur se distribuent selon deux maxima de fréquence au Crétacé-Paléocène et à l'Oligo-Miocène. (M. FREY et al 1974). Chaque montée de l'isotherme est précédée par un épisode compressif majeur. Dans le graben rhénan, le volcanisme présente par ses âges ces deux maxima de fréquence ; toutefois, les émissions fissurales de faibles amplitudes, demeurent entre ces deux épisodes. (P. HORN et al 1972).

2. Les rifts du Massif Central .

Dans le Forez, (tableau 31), l'épisode volcanique à 50 MA (MARCOUX) résulte du même phénomène, très bien enregistré également entre 64,5 MA et 36,7 MA dans le fossé du Charollais.

D'autre fossés ont été créés plus récemment comme le montre leur histoire volcanique. La Limagne n'est poudrée par du volcanisme qu'au Miocène inférieur (formations pépéritiques datées à 20 MA,H. BELLON et al 1971), volcanisme actif jusqu'au Pliocène - Pléistocène (G. CAMUS

et al 1969), (H. BELLON dans J.P. SANTOIRE-1976). La ponctuation volcanique que l'on observe au long de la faille du "sillon houiller" depuis le sud du Massif du Cantal jusqu'au nord du Massif du Mont Dore datée par K.Ar entre 12 et 4 MA (H. BELLON dans M.C. MAGONTHIER 1974) peut être rapportée à la même cause, d'autant plus que les méthodes séismiques ont mis en évidence tout au long de cet accident une zone d'anomalies mantéliques (G. PERRIER 1975).

Enfin le volcanisme de la région de Montpellier (tableau 31), daté entre 31,6 et 24,7 MA, peut être relié tant au phénomène décrit précédemment qu'au début de la rotation trigonométrique de la plaque sarde, constituant ainsi un relais entre ces deux hypothèses.

3. Le massif cantalien et le massif du Mont Dore présentent tous deux une activité volcanique relativement continue, le premier depuis le Miocène inférieur, le second, par un phénomène de relais, depuis le Miocène supérieur (résultats K.Ar du tableau 32). Les résultats ont été exploités de deux façons. Tout d'abord intégré dans l'ensemble des faits chronologiques K.Ar obtenus sur tout le volcanisme néogène français, il est apparu que le Cantal constituait le point d'où partait l'activité volcanique la plus ancienne. Trois branches de migration ont été décrites qui lorsqu'on les parcourt correspondent à un rajeunissement de l'activité volcanique, le point initial demeurant actif jusqu'à une époque récente. S'agissait-il d'un "hot-spot" (C. FROIDEVAUX et al, 1974) ou simplement d'un point triple (R. BROUSSE, 1974) sans activité ? La question demeure posée. Un modèle d'activation thermique du manteau supérieur sous-jacent à partir du point le plus proche de l'avancée occidentale alpine maximale me semble bien répondre au problème posé.

Plus récemment (H. BELLON et al 1975), nous avons proposé de

regarder le massif volcanique cantalien comme le négatif des mouvements relatifs en Méditerranée occidentale de la plaque africaine par rapport à la plaque européenne.

Le volcanisme reflète la distension ou plus exactement l'existence de champs de tension successifs en relation avec les phases majeures de compression. Chacun des cinq épisodes mis en évidence est caractérisé par un cycle magmatique plus ou moins complet. Je les résumerai brièvement, en insistant sur le fait que les coupures chronologiques opérées reposent sur plus de cent datations K.Ar.

- Phase 1 - Brève - basaltes moyennement alcalins - Age 20 $\pm$ 1 MA
- Phase 2 - Brève - basaltes moyennement alcalins - Age 15 $\pm$ 1 MA
- Phase 3 - Longue, entre 12 et 7 MA, cycle magmatique complet allant des picrites aux rhyolites (basaltes, trachyandésites et trachytes).

Les premiers effondrements de la caldeira se manifestent.

- Phase 4 - Courte, entre 7,5 et 6 MA. Il y a un léger recouvrement de la phase précédente, recouvrement dû à l'erreur de la méthodologie K.Ar de datation. Cycle magmatique complet et évidence d'un volcanisme cristal (ponces rhyolitiques).
- Phase 5 - Longue entre 6 et 3 MA. Activité trachyandésitique explosive au centre du massif, activité basaltique concentrée sur les fractures responsables de l'effondrement final de la caldeira.

Au total, il apparaît que le champ de tension créé est résorbé en grande partie après 17 MA d'activité, discontinue au début, marquant l'initiation de la réactivation, très importante au milieu, marquant de ce fait l'entrée "en résonnance" du phénomène, plus tranquille à la fin, marquant l'amortissement.

On peut noter que le relais d'activité selon les trois directions intervient au moment où le phénomène cantalien prend de l'ampleur puisque l'activité Mont Dorienne débute vers 8 MA (H. BELLON et al, 1972), vers 11 MA dans le Velay sur la branche S E (J.M. CANTAGREL, J. MERGOIL 1970), vers 11 MA dans les Causses sur la branche sud (P.Y. GILLOT et al 1972 et P.Y. GILLOT 1974).

4. En conclusion, il me semble important de considérer la structure volcanique du Massif Central comme liée à une intumescence du manteau, d'origine thermique, développée aux dépens d'un épisode tectonothermique alpin, mais dont l'activité est directement contrôlée par le mouvement relatif des deux plaques Afrique et Europe. A propos de cette intumescence, je dirais volontiers qu'elle correspond, avec tout le mécanisme vague que cela représente, à un diapir du manteau , surmonté par une structure en collapse, de la croûte continentale.

5. La comparaison de l'activité volcanique alcaline française avec l'activité alcaline fissurale rencontrée en Espagne, au Maroc ou en Sardaigne, met en exergue deux points fondamentaux du point de vue géodynamique.

— L'activité alcaline est terminale en Espagne, au Maroc ou en Sardaigne, c'est à dire qu'elle serre de plus ou moins loin le magmatisme calcoalcalin, alors qu'en France ou même en Espagne nord orientale (Catalogne), elle est contemporaine d'un magmatisme calcoalcalin Méditerranéen.

— Par sa situation géographique, le magmatisme alcalin français est "au front même" de la compression principale, alors que les volcans alcalins d'Espagne, du Maroc ou de Sardaigne, sont à la bordure de cette compression.

Mon interprétation me conduit à dire que ces derniers volcans correspondent aux zones où le blocage continent à continent est complet alors que face au volcanisme français, la collision continent continent n'est pas encore réalisée, mais géodynamiquement ne serait réalisable que si les butoirs continentaux, de Gibraltar à l'ouest et de Tunisie, Sardaigne, Italie à l'est disparaissaient. Nous reprendrons au chapitre VIII cette idée, à propos de l'actuelle limite des deux grandes plaques.

II. IL Y A D'AUTRES ACTIVITES CALCOALCALINES PLUS ANCIENNES AUTOUR DE LA MEDITERRANEE.

Voici donc résumées les indications fournies à propos de la géodynamique éditerranéenne par l'étude du magmatisme récent, d'âge négène. Bien sûr, nous nous sommes immiscés dans cette longue histoire méditerranéenne (voir chapitre IV) à un moment qui nous semblait opportun puisqu'il était caractérisé par un magmatisme calcoalcalin qui affleurait de façon visible. En fait, l'histoire légèrement plus ancienne a certainement été marquée par d'autres phénomènes de subduction localisés en d'autres points du pourtour.

a - L'histoire alpine a été marquée par le volcanisme calcoalcalin ; seuls des galets, rappellent pour le moment ces épisodes, dans les grès de Taveyanne ou du Val d'Illiez, d'âge éocène à oligocène. Les éléments volcaniques recueillis ont été datés par la méthode K.Ar par M. DELALOYE et G. SAWATZKI, 1975).

Les âges obtenus se répartissent en deux groupes, l'un situé entre 18 et 26 MA, l'autre autour de 58 MA. Ces deux informations sont

en désaccord avec les faits stratigraphiques, mais l'interprétation donnée consiste à voir un rajeunissement d'origine thermique de ces galets au cours des deux phases de l'orogène helvétique à 36 - 31 MA et de 20 - 16 MA. Cela revient à dire qu'il existe toutefois deux générations de magmatisme calcoalcalin au sein du volcanisme alpin, l'une probablement contemporaine du magmatisme du synclinal de Thônes (entre 200 et 100 MA), l'autre existant à l'orée de l'Oligocène. De cette dernière nous rapprocherons les formations cinéritiques d'âge stratigraphique stampien, du bassin de Manosque. (F. ARBEY et al, 1975).

b - Sur la marge africaine, au Maroc, la datation K.Ar des andésites du Bab Tafrant(H. BELLON, J. HERNANDEZ à paraître) affleurant au cours de formations triasiques a fourni un âge de 78 MA, c'est à dire sénonien. Un volcanisme calcoalcalin a donc existé dans cette zone au moins à cette époque. A celui-ci aurait succédé au paléocène (J. HERNANDEZ et al 1976) un volcanisme basanitique (âge Rb/Sr 57 $\pm$ 6 MA à Sidi Maatoug feuille d'Oujda) contemporain des roches filoniennes sous saturées les aïounites datées à 57 $\pm$ 3 MA.

III. UN RAPPEL DU MODELE GEODYNAMIQUE DU BASSIN MEDITERRANEEN OCCIDENTAL PRESENTE PAR J.M. AUZENDE et al 1973.

Sur le plan tectonique, deux hypothèses de départ sont faites;

a - les zones internes des chaînes méditerranéennes forment un bloc unique à l'origine : la plaque "d'Alboran".

b - les flyschs sont en position septentrionale par rapport à la plaque africaine.

La structure géologique au nord de la plaque africaine peut

nord, on rencontre la plaque africaine, puis un domaine océanique large de peut-être 300 km en certains endroits (selon les données de PITMAN et TALWANI, 1972).

Les faisceaux d'arguments utilisés par ces auteurs pour définir leur modèle géodynamique sont d'ordres divers.

. utilisation des anomalies magnétiques.

. grands traits structuraux.

. âge du début des séquences sédimentaires déposées sur le socle acoustique,, cet argument permettant de préciser l'âge de l'ouverture, (celle-ci étant antérieure de peu ou de beaucoup au remplissage sédimentaire).

J'ai utilisé la même hypothèse concernant les flyschs, parce que cela me semblait constituer le cas le plus simple, pour ce qui concerne la géométrie de la fragmentation du bloc intermédiaire.

En effet, si le mécanisme de formation des bassins provençal et nord-africain est du type 'Karig"(bassin marginal), seule la dérive de fragments au-dessus d'une zone en subduction, permet d'en rendre compte. Considérant un approfondissement de la zone en subduction vers le nord, la dérive ne peut avoir lieu que vers le sud. Le bloc fragmenté est donc en position intermédiaire, donc interne par rapport à la chaîne. Si on relie l'éjection des flyschs, à la collision entre les fragments internes et la plate-forme africaine, ces flyschs se situent entre les deux. Si la fragmentation est en fait plus complexe, on peut imaginer, comme le fait A. MAUFFRET (1976), qu'à l'Aquitanien inférieur, les Kabylies se séparent des massifs internes pour dériver vers la plate-forme africaine. La fosse existant à cette époque entre Kabylies et Afrique est remplie par des flyschs numidiens externes, l'espace délimité entre Kabylies et massifs internes se remplissant de flyschs numidiens internes. A l'Aquitanien supérieur, la collision Kabylies- Afrique, provoque l'éjection des flyschs externes. Au Bur-

digalien, la collision des massifs internes et de la plate-forme africaine, augmentée des Kabylies, provoque l'éjection des flyschs internes.

Ce modèle en deux stades est en faveur de la double origine paléogéographique des flyschs, invoquée par A. CAIRE (1973).

Le magmatisme n'apporte pas de réponse précise sur ce point. Toutefois, je ferai deux remarques à ce sujet :

- l'âge du magmatisme et sa position devrait permettre d'isoler deux stades successifs, sur une même ligne méridienne. En quelques endroits seulement, j'ai pu isoler chronologiquement et chimiquement deux magmatismes, — le premier représenté par des granitoïdes, — le second lamproïtique, (méridien du Constantinois). Mais le mécanisme évoqué pour expliquer ces deux stades n'est pas de cet ordre.

- l'étude du métamorphisme devrait conduire à retrouver deux stades, marquant les deux collisions.

Dans le modèle proposé, nous n'avons pas regardé cette répartition du métamorphisme. Les éléments portant sur l'étude du métamorphisme récent qui devrait être associé aux processus décrits, sont d'ailleurs rares. Nous citerons, au Maroc, les schistosités et le métamorphisme qui atteindraient le Miocène inférieur de la zone des fenêtres (J. ANDRIEUX,1971). En Algérie nord-orientale, ce métamorphisme est antérieur aux dépots post-nappes du Burdigalien supérieur. (P. GUARDIA, 1975).

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS II

L'AVENIR DU BASSIN MEDITERRANEEN OCCIDENTAL

CHAPITRE VIII

Conclusions II L'avenir du bassin méditerranéen occidental.

1. La limite des plaques Eurasie et Afrique passe actuellement le long du parallèle 36° N et suivrait en remontant de 1° de longitude au niveau de l'Oranais, la marge nord-africaine. Dans cette optique, le bassin océanique nord-africain est solidaire de l'Europe. Regardons maintenant le profil volcanique récent dans cette zone.

A. En Algérie nord-occidentale, G. THOMAS (1974) a mis en évidence une phase de compression au Pléistocène, en relation avec des mouvements de distension. L'activité volcanique récente ($1 \pm 0{,}3$ MA), signée par des émissions de basalte alcalin dans la région d'Aïn Temouchent, doit être reliée à des mouvements de distension.

B. En Espagne, dans l'Est des Cordillères betiques, J.C. BOUSQUET et H. PHILIP (1975) retrouvent les traces d'une distension plio-pléistocène. Les basaltes alcalins de la région de Cartagène ne suivent aucunement la disposition régulière adoptée par le volcanisme miocène, semblant liés à une extension E - W. Plus au nord, dans le massif de la Selva (B. DONVILLE, 1973 A et B), des éruptions volcaniques de basanite apparaissent depuis 7 MA, liées aussi à des effondrements du socle au seuil de Massanet; ces effondrements correspondent à un basculement d'ouest en est. Plus au nord, dans la région d'Olot, les derniers centres d'activité volcanique sont calmes depuis peu de temps puisque les datations K-Ar effectuées sur les basaltes ont fourni des âges voisins de 100 000 ans (B. DONVILLE, Thèse 1973).

C. Sur le littoral français méditerranéen, les éruptions les plus récentes et les plus proches de la zone méditerranéenne se situent à Agde entre 1,4 et 0,7 MA (H. BELLON dans A. BESSINETON - BODIVIT, 1973 et H.J. LIPPOLT, 1966). C. FROIDEVAUX et al. (1974) ont posé la question de l'existence d'un Hot Spot en France, en montrant que le Massif du Cantal pouvait représenter par sa position géographique et sa période d'activité un point triple à partir duquel se fait en âge une triple propagation linéaire des centres volcaniques vers le nord, vers le sud-est ces deux branches s'arrêtant sur les rebords du Massif Central, et vers le sud, les volcans connus les plus récents se situant à Agde. Ce volcanisme illustre une phase de distension.

D. En mer, dans la région nord - Baléares, l'archipel volcanique des Iles Colombretes, situé entre l'Espagne et l'île de Majorque, présente les restes d'un cratère dans la plus grande île. Deux épisodes volcaniques ont été décrits par F. HERNANDEZ PACHECO et I. ASENSIO AMOR (1966). A la base, des trachytes et des phonolites présentent selon ces auteurs un pendage important; les basaltes qui les couronnent sont en position horizontale. Entre les deux formations, un sol se développe. Seule une datation morphologique conduit les auteurs à rapporter au Riss, les trachytes et phonolites, et au Würm, les basaltes.

Au sud-est des Iles Colombretes, un volcan situé dans le golfe de Valence semble prolonger cette structure NW-SE. Au nord de Minorque, un basalte dragué sur un volcan dominant de 500 mètres la plaine abyssale a été daté à 0,3 MA. A terre, à Cofrentes affleure un volcanisme d'âge quaternaire ancien, dont les bombes et les lapillis sont bien conservés.

Au sein du Golfe de Valence, si les structures principales sont NE - SW, les "alignements volcaniques" semblent leur être perpendiculaires, puisque NW - SE. Les accidents NE - SW ont joué un rôle dans l'effondrement récent du bassin (A. MAUFFRET, 1976).

E. Y-a-t'il inversion de la polarité de subduction ?

Ainsi il existe des arguments d'ordres divers permettant de conclure à une activité compressive en Méditerranée.

1. Les études microtectoniques: plis d'axe E - W, association de directions conjuguées NW - SE et SW - NE.

2. Les études de répartition des séismes sur une ligne E - W et proches de la côte algérienne.

J.M. AUZENDE et al. (1975) proposent une subduction actuelle du bassin nord-algérien océanique sous l'Afrique du Nord. Cette subduction aurait pu débuter après le Miocène supérieur.

II. LA SEISMICITE ACTUELLE

J'ai retenu quelques faits et interprétations rapportées lors de l'étude de la séismicité actuelle sur le pourtour méditerranéen.

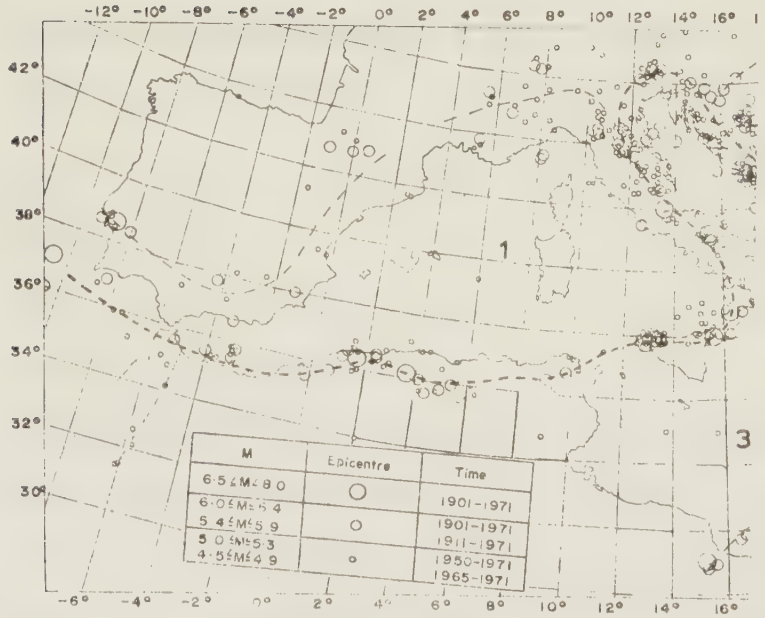
Dans le domaine ligure, BOSSOLASCO et EVA (1970) après avoir étudié l'activité séismique à l'ouest de Savone, concluent à une répartition majeure des séismes dans une bande orientée SE - NW, située à la jonction des Alpes maritimes et des Alpes ligures. Cette bande serait soumise à une compression d'orientation est - ouest, en relation avec le phénomène actuel de surélévation des Alpes.

En Afrique du Nord, les études séismiques ont mis en évidence

un axe séismo-tectonique qui correspond à la structure alpine maghrébine, continué à l'est par l'arc Sicile-Calabre. Un autre axe est transverse par rapport au premier. Il est orienté N 115 (J. ROUSSEL, R. TRUILLET-1975) allant de Ténès en Algérie à Batna.

L'étude séismique du Rif et de la mer d'Alboran met en exergue les points suivants, d'après J.P. HOUZAY (1975). Trois aires pénéséismiques (dénuées de séismes) existent :

- de l'est du méridien de Melilla jusqu'à Oran
- le détroit de Gibraltar
- la zone à l'est du méridien 2° W, entre les Baléares, l'Espagne et l'Algérie.



D'après C. MORELLI et al (1976)

Carte de séismicité actuelle du bassin méditerranéen occidental. Le diamètre du cercle est proportionnel à la magnitude du séisme.

Dans toutes les zones séismiques nord-africaines, les foyers sont à moins de 50 km de profondeur, (D. HATZFELD et al 1976) pour les épicentres des années 1972-1973 et 1950-1970 pour l'arc de Gibraltar et l'Afrique du Nord, respectivement.

Le Rif et la mer d'Alboran sont particulièrement concernés par ces séismes. Ces auteurs supposent que la collision continent-continent dans ces régions se traduit actuellement par le rejeu d'accidents préexistants.

On peut opposer à ces séismes peu profonds, celui du 1er décembre 1963 à Grenade, dont le foyer était situé à 650 km de profondeur.

III. UN BASSIN D'HISTOIRE RECENTE : le bassin tyrrhénien.

Le bassin tyrrhénien serait un bassin marginal en fin de formation, actuellement. Des éléments d'ordres divers viennent étayer cette proposition :

Les séismes sont profonds ou intermédiaires. La disposition des hypocentres correspond à l'enveloppe d'une zone de Benioff qui plongerait suivant une direction W.NW, donc sous la plaine abyssale (-3000 m) actuellement mise en évidence et dans laquelle se regroupent tous les volcans sous marins (Mts Magnaghi, Vavilov, Marsili). Ces basaltes tholéiitiques forés ont été datés, récemment, à 6,5 MA. Si ceux-ci correspondent aux premières émissions volcaniques dans le bassin, cela signifierait que sa formation date du Messinien, pour son début.

Un arc volcanique actif est associé à ce bassin, l'arc éolien. La nature de ses laves présente de fortes affinités avec une association de type shoshonitique (F. BARBERI et al 1974). Ceci signifierait que l'arc est en voie de stabilisation ; par conséquent, le bassin marginal subirait le même sort, son extension étant limitée par son entourage de nature continentale (figure 62). La nature océanique de la plaine abyssale est nette.

Sur sa marge nord-orientale, les roches métamorphiques draguées sont nombreuses, représentant probablement l'ancienne croûte continentale fragmentée. A l'est de la Sardaigne, les sédiments sont tortoniens pour les plus anciens. C'est dans cette zone masquée que l'on devrait trouver les traces éventuelles d'une relation burdigalo-langhienne entre Sardaigne et Calabre, si ces deux domaines ont effectivement été liés, jusqu'à cette époque, selon l'hypothèse d'ALVAREZ et al (1974). (La figure 62 suppose cette zone masquée (hachures verticales)). Aucune trace de séparation entre ces deux domaines n'a été mise en évidence.

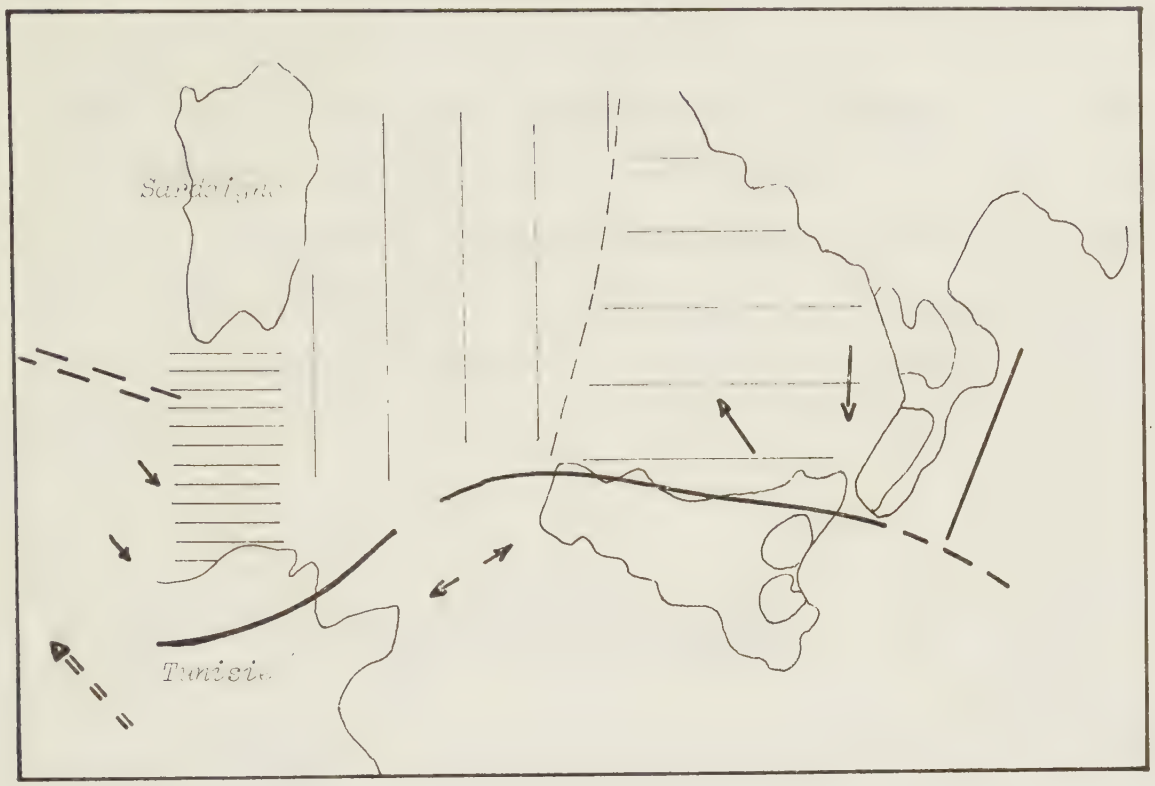
Une autre hypothèse consiste à admettre une première ouverture ancienne de la mer tyrrhénienne, au dessus d'une zone en subduction fossile, signalée par le volcanisme calcoalcalin renfermé dans les flyschs de Tusa. La dérive de la Calabre interviendrait dès cette époque oligo-miocène. Une deuxième ouverture récente, décrite précédemment aurait oblitéré les traces anciennes. Cette deuxième interprétation permet de rendre compte de l'âge oligocène des nappes de socle de Calabre (R. DUBOIS - 1970), mais est conditionnée par l'existence de deux zones de subduction qui se seraient succédées dans cette région.

Le dernier point en faveur d'un bassin marginal en activité, réside dans les mesures de flux thermique, 3,38 $\pm$ 0,16 Heat Flow Unit. Sur la marge continentale celle-ci est de 1 à 2 H.F.U.

La figure 63 présente une synthèse des mesures de flux thermique, réalisées en Méditerranée occidentale jusqu'en 1975. La maille de mesure est évidemment très lâche ; les zones que j'ai représentées sont donc grossières. On peut remarquer tout de même, la présence de zones chaudes, (sud de la mer ligure, plaine abyssale tyrrhénienne, détroit de Gibraltar,

Figure 62

Structure actuelle de la rencontre de la plaque Sarde avec les plaques européenne et africaine



contact par un socle continental entre la Sardaigne et la Tunisie

Bassin tyrrhénien. Partie liée à la séparation Sardaigne-Calabre

Croûte océanique

Bassin tyrrhénien Partie liée à la dérive de la Calabre

Limite des plaques européenne et africaine

Ligne d'anomalie magnétique Baléares Sardaigne

mouvement compressif

mouvement de distension

mouvement de cisaillement relatif à l'Europe stable

Alboran). Seule l'opposition remarquée entre une zone tiède et une zone chaude en mer ligure, a été interprétée par J.P. FOUCHER et al (1976) comme liée à une ouverture au sud de la mer ligure.

L'origine des anomalies thermiques ne peut être déterminée qu'en parfaite connaissance de la structure géophysique de la zone analysée (croûte continentale ou océanique ? épaisseur des horizons ? épaisseur des sédiments ?).

IV. AVENIR DU BASSIN MEDITERRANEEN OCCIDENTAL.

De nombreux faits tendent à montrer que la réduction de l'espace méditerranéen occidental, est arrivée pratiquement à son terme : à l'ouest comme à l'est, des structures continentales sont en contact, par collision. L'ensemble, enserré dans ce cadre continental, est de nature océanique. La plasticité relative de ce dernier au cours des 50 derniers millions d'années, va s'amoindrir pour faire place au caractère rigide et cassant de cet espace. Ainsi se constitue ce poinçon africo-méditerranéen occidental, qui répercutera à la plateforme européenne, tous les chocs auxquels il est soumis, réactivant les vieilles fractures situées à l'ouest (bordure occidentale du Massif Central) et à l'est (Alpes de Savone, Jungfrau) de la zone de poinçonnement. C'est le phénomène de tension secondaire décrit hypothètiquement par P. TAPPONIER (1976).

Enfin, la présence de cet espace océanique en milieu continental fait penser à l'actuelle structure du bassin carpathique. Celui-ci a une croûte continentale en de nombreux points (fragments sialiques dans une structure océanique). La croûte océanique a disparu par subduction

dans un premier temps, puis par enlisement profond du segment subducté, provoquant la subsidence du bassin et l'émission de basaltes alcalins. Une histoire future, semblable, peut être imaginée en Méditerranée occidentale, si les processus géodynamiques décrits se poursuivent. (Cassure de la zone en subduction sous l'Espagne, sous l'Oranais, basaltes alcalins récents émis aux points de blocage du système). L'étape suivante serait la création de chaînes de montagnes entourant un bassin intra-montagneux.

arte des mesures de flux de chaleur

en Méditerranée

d'après Terrestrial heat f... (... Center)
et "a" J.F. ... (...)

FIGURE 63

ANNEXE 1

LE VOLCANISME CALCOALCALIN

I. DEFINITION HISTORIQUE

Une étude des ceintures volcaniques pacifique et atlantique avait conduit HARKER en 1909 à distinguer sur la base de caractères minéralogiques et chimiques une série allant des basaltes aux rhyolites en passant par les andésites (dans les Andes) d'une série allant des basaltes aux phonolites (dans les îles de l'Atlantique).

En 1931 PEACOCK définit un indice alcalins-calcium ; le pourcentage en SiO_2 est donné pour diverses roches lorsque dans celles-ci est réalisée l'égalité $Na_2O + K_2O = CaO$. Sur cette base quatre groupes sont faits :

		SiO_2	$<$ 51 %	alcalin
51 %	$<$	SiO_2	$<$ 56 %	alcalin-calcique
56 %	$<$	SiO_2	$<$ 61 %	calco-alcalin
61 %	$<$	SiO_2		calcique

Le terme de calcoalcalin est souvent utilisé pour montrer l'absence d'enrichissement en fer au sein d'une série évoluant entre les basaltes et les rhyolites. L'absence d'enrichissement en fer pourra être constatée sur un diagramme AFM où le pôle $A = K_2O + Na_2O$, le pôle $F = FeO$ (c'est à dire $FeO_{analyse} + 0,9\ Fe_2O_{3analyse}$ ⟶ coef. $0,9 = \frac{FeO\ calculé}{Fe_2O_3\ analysé}$).

De plus, dans cette série pour des roches de teneurs en silice comprises entre 56 et 61 %, la teneur en CaO est égale à la somme des teneurs en Na_2O et en K_2O. (reprise de l'indice de PEACOCK).

II. SON OCCURENCE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

Il est connu dans son expression actuelle dans des zones géographiques d'affrontement entre deux plaques.

Le système arc - fosse est le cas le plus typique de la convergence de deux plaques. Il s'agit là d'un système présentant une polarité structurale : ainsi la fosse qui présente une pente faible du côté de la plaque sous-plongeante, et une pente forte du côté de la plaque subductée, correspond à la limite superficielle du contact entre plaques. Le volcanisme est souvent associé à ce phénomène de convergence. L'arc volcanique est souvent parallèle à la fosse. Le front volcanique de l'arc est en position la plus externe dans le système, c'est à dire vers la fosse. Généralement la distance entre l'arc et la fosse augmente au cours du temps, ceci étant dû à un éloignement de la fosse par rapport au continent par accrétion de ce dernier, et à un recul du front volcanique.

Dans cet affrontement, la plaque en subduction est toujours de nature océanique ; la plaque subductée est soit océanique, dans ce cas la subduction se fait en milieu intraocéanique la résultante étant la constitution d'un arc intraocéanique, soit continentale et dans ce cas il s'agit d'une marge continentale.

Au lieu de convergence la nature magmatologique du volcanis-

me est typique :

les produits varient des basaltes aux rhyolites en passant par les andésites et les dacites.

Chimiquement ces produits plus ou moins différenciés ont en commun les caractères suivants :

pour 56 % < SiO_2 < 61 % $CaO = Na_2O + K_2O$

Al_2O_3 est généralement supérieur à 16 %.

le rapport Fe/Mg est faible.

III. LES CLASSIFICATIONS ACTUELLES

a. Calcoalcalin . La classification de ces roches est basée à l'heure actuelle sur la variation relative de K_2O et de SiO_2. Ainsi la classification proposée par SR. TAYLOR 1969, conduit à appeler andésites des laves de teneur en SiO_2 comprise entre 53 et 62 %, les dacites titrant de 62 à 66 % de silice. Au sein du clan des andésites des subdivisions sont introduites basées sur la teneur en K_2O. A moins de 0,8 % il s'agit de "low-K andesite", de 0,8 à 2,5 % de K_2O et pour une teneur en SiO_2 comprise entre 53 et 57 %, il s'agira de "low-Si andésite", les andésites "sensu-stricto" étant des roches contenant entre 0,8 et 2,5 % de K_2O et ayant une teneur en silice comprise entre 57 et 63 %. Enfin dans l'intervalle SiO_2 compris entre 53 et 63 %, les roches contenant plus de 2,5 % sont des "high-K andesite".

b. Introduction des shoshonites. En fait dans cette classification les termes particulièrement riches en K_2O , de teneur supérieure à 2,5 % ne sont que peu

subdivisés. Aussi est-il possible de proposer un autresystème de classification chimique qui cette fois distingue le cortège des roches volcaniques liées aux arcs insulaires de celles liées aux marges continentales. (dans Barberi 1974). Quatre séries sont distinguées dans un diagramme K_2O/SiO_2 :

la série tholéitique d'arc insulaire	Série 1
la série calcoalcaline	Série 2
la série andésitique riche en K_2O	Série 3
La série shoshonitique	Série 4

Il est intéressant de comparer entre eux les termes les plus basiques (entre 45 % et 53 % de SiO_2) de ces quatre séries.

Dans la série 1, il s'agit de tholéiites d'arc.

Dans la série 2, ce sont des basaltes riches en alumine avec Al_2O_3 voisin de 19 à 20 %.

Dans la série 3, leur teneur en K_2O est de 1,5 à 2 %.

Dans la série 4, les basaltes shoshonitiques sont des roches "alcalines" riches en K_2O et présentant de ce fait un rapport K_2O/Na_2O voisin de 1. Très enrichies en terres rares légères, riches en éléments incompatibles, elles contiennent dans la pâte du feldspath alcalin. (Barberi 1974.) G.A. JOPLIN (1969) et (1968) a proposé le terme d'association shoshonitique pour décrire des roches riches en K_2O dont la teneur en alcalins est semblable à celle des associations de basaltes alcalins à olivine riches en soude avec un rapport K_2O/Na_2O proche de 1. Pour des teneurs comparables en SiO_2 le calcium et le magnésium sont plus abondants, le titane (< à 1,3%) (KESSON et SMITH, 1972) et le fer total étant moins abondants dans cette association shoshonitique en comparaison de l'association des basaltes alcalins. Ces laves présentent

dans leur pâte de l'orthopyroxène et un polymorphe de haute

c. Classification en quatre séries. La classification en quatre séries vient en fait recouvrir la théorie de JAKES et WHITE (1969) qui voyaient une zonation des tholéiites jusqu'aux shoshonites en Nouvelle Guinée, zonation en relation avec une augmentation de la profondeur de la zone séismique inclinée ou zone de Benioff. Cette opinion a été modulée depuis, puisque les travaux de JOHNSON, MACKENZIE et SMITH (1972) montrent une association du calcoalcalin et de la série shoshonitique dans le temps et l'espace, sans zonation nette. Pour JOPLIN (1968) l'association shoshonitique correspond à une marge précédemment active (dans le sens de la tectonique globale) en voie de stabilisation.

Enfin, venant moduler ces classifications, la nomenclature proposée par MACKENZIE et CHAPPELL (1972) permet d'individualiser trois lignées suivant la variation K_2O/SiO_2 :

. Basalte alumineux - andésite à faible teneur en SiO_2, andésite - dacite ; les coupures en abscisse sont celles déjà définies par TAYLOR, la pente de la droite $K_2O = f(SiO_2)$ étant plus faible que dans les nomenclatures précédentes.

. Basalte hyperalumineux, hyper K, conduisant à une série calcoalcaline hyper potassique.

. Absarokite - shoshonite - latite et toscanite avec K_2O supérieur à 0,9 % pour SiO_2 = 50 % et à 2,2 % pour SiO_2 = 57 %.

ANNEXE 2

A propos de la genèse du cortège calcoalcalin

I. Les données de l'expérimentation. (D'après STERN et WYLLIE, 1973).

Les études expérimentales tiennent compte de trois paramètres: la pression, la température, le pourcentage d'eau.

- Si l'on considère la composition évolutive "basalte - andésite - rhyolite" à une pression de 30 Kb (équivalente d'une genèse à 100 Km de profondeur), pour 5% d'eau introduite dans le mélange, une rhyodacite à 70% de silice (SiO_2) apparaît au point le plus bas du liquidus à 1050°C. Si la composition est moins riche en silice, apparaît le grenat; pour une composition plus riche en silice, apparaît du quartz.

- Si l'on met en réaction une argile rouge (sédiment accumulé dans la fosse),une tonalite (équivalent grenu d'une andésite), un granite (équivalent grenu d'une rhyolite) et un basalte à olivine, on observe en ajoutant 5% d'eau

à 1280°C grenat et clinopyroxène

à 1180°C grenat

à 1080°C quartz

- En conclusion, la fusion partielle dans le processus de genèse des magmas au niveau d'une zone en subduction conduirait pour une très large part à des liquides de composition acide ou intermédiaire. Seules des modifications à pression moindre conduiraient à une lignée calcoalcaline à quartz normatif, notamment par l'intervention du manteau ultramafique.

II. L'origine des andésites. Sources et paramètres thermodynamiques.

Depuis 1968, divers modèles ont été proposés. Deux ordres d'hypothèses existent quant à la localisation de la zone de fusion:

fusion de la croûte océanique.

fusion des ultrabasites du manteau situé au dessus de la zone de lithosphère océanique plongeante.

A- Fusion de la croûte océanique.

Fusion d'amphibolites (GREEN et RINGWOOD, 1968) à la pression de 10 à 20 Kb avec P_{H_2O} = 3 à 5 Kb - apparition d'un magma de composition andésitique ou dacitique.

Fusion d'éclogites quartziques (GREEN et RINGWOOD, 1968) à la pression de 20 à 40 Kb, dans le cas d'une fusion partielle à faible degré - apparition d'andésites et de rhyodacites.

Si le degré de fusion augmente, les liquides sont plus basiques.

B- Fusion des ultrabasites du manteau supérieur.

Pour KUSHIRO (1974), à 26 Kb de pression (avec pression d'eau = pression totale), le liquide apparu est de composition dacitique.

Pour RINGWOOD et NICHOLLS (1973), la fusion hydratée de péridotite conduit à un liquide de teneur en silice égale à 53 - 54%.

C- Des modèles à plusieurs stades ont été proposés.

Modèle à deux stades (RINGWOOD, 1969).

Le magma calcoalcalin dériverait de la fusion partielle de la croûte océanique (basaltes et sédiments accumulés sur le fond océanique). La fusion se ferait en profondeur, le long de la zone inclinée,en subduction. Les basaltes océaniques seraient transformés d'abord en amphibolites

puis en éclogites(1erstade: éruption tholéiitique; 2èmestade: recristallisation en éclogites et fusion de ces dernières).

Modèle à trois stades (RINGWOOD, 1974).

La fusion partielle le long du plan de Benioff des éclogites (entre 100 et 150 Km) conduit à des liquides acides (rhyolites, rhyodacites). Ces liquides n'accèdent pas directement en surface, mais réagissent avec le manteau surplombant le plan de Benioff. La réaction conduit à des pyroxénites à grenats. L'eau provenant probablement de la déshydratation des minéraux hydroxylés ($T \geqslant 700°C$, phlogopites) au niveau de la zone en subduction, augmente la mobilité des éléments dans le manteau. La fusion partielle des pyroxénites à grenats et le fractionnement peuvent conduire à la série calcoalcaline.

Ces deux modèles permettent donc d'envisager la contribution des roches du manteau et celle de la croûte océanique dans la genèse du cortège calcoalcalin.

Bibliographie

RINGWOOD A.E., 1969
Composition and evolution of the upper mantle. Am. Geophys.V. Monog 130 pp. 183-204.

RINGWOOD A.E., 1974
The petrological evolution of island arc systems.
Jl. Geol. Soc. London, 130, pp. 183 - 204.

GREEN T.H., RINGWOOD A.E., 1968
Genesis of calco-alkaline igneous rock suite.
Contr. Mineral. Petrol., 18, pp. 105 - 162.

NICHOLLS I.A., RINGWOOD A.E., 1973
Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island arc environment.
Journ. Geology, vol. 81, n°3, pp. 285 - 300.

STERN C.R., WYLLIE P.J., 1972
Experimental magma generation in subduction zones.Water excess and water deficient melting relations of granite to 35 Kbars.
Trans. Am. Geophys. Union 53; 552.

KUSHIRO I., 1974
Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma; an approach from synthetic system.
E. P.S. L 22, pp. 294 - 299.

SOMMAIRE

CHAPITRE I - TECHNOLOGIE DE LA DATATION "POTASSIUM-ARGON P. 7
I - Introduction P. 7
II - Dosage du potassium P. 9
III - Dosage de l'argon 40 radiogénique P. 21
IV - Calcul des âges et précision P. 43
V - Le seuil de stockage de l'argon radiogénique dans les minéraux P. 49

CHAPITRE II - II - Données analytiques sur les âges radiométriques P. 57
28 Tableaux de résultats

CHAPITRE III - DATATIONS DU MAGMATISME ET POSITION GEOLOGIQUE P. 89
I - Position géologique des échantillons, signification des résultats P. 90
A - Le Maroc
I - Présentation générale des provinces volcaniques P. 90
II - Le volcanisme néogène de la "province du Rif" P. 91
1 - Ras-Tarf - Gourougou - Les massifs satellites P. 91
2 - Le Volcan du Guilliz P. 97
3 - Les manifestations basaltiques dans la province rifaine P. 99
III - Le volcanisme alcalin du Maroc Central et de l'Anti-Atlas P. 99

B - Magmatisme en Algérie P. 101
I - Le volcanisme de l'Oranais P. 101
1 - Volcanisme alcalin de la Moyenne Tafna et calcoalcalin des M'Sirda et du Sahel
2 - Volcanisme alcalin d'Aïn Temouchent et des Souhalia P. 102

II - Magmatisme de l'Ouest Algérois P. 103
1 - Les intrusions de l'Algérois P. 103
2 - Volcanisme de l'Algérois P. 106
III - Magmatisme de Dellys P. 108
IV - Les "tuffites" de Grande Kabylie P. 108
V - Le magmatisme d'El Ouana P. 110
VI - Le plutonisme du Djebel Amjout P. 112
VII - Le volcanisme du Constantinois P. 112
VIII- Le magmatisme du Cap Bougaroun au Cap de Fer P. 114

C - L'Archipel de la Galite P. 117
D - Magmatisme de Tunisie P. 119
E - Le volcanisme sarde P. 123
F - Magmatisme en Corse ? P. 129
G - Magmatisme en France P. 134
H - Volcanisme en Espagne P. 134

II - Récapitulation chronologique P. 146
Marge africaine (Magmatisme
Marge sarde } calcoalcalin P. 151
Marge espagnole (P. 152
Volcanisme alcalin sur les trois marges P. 154
III - Essai de présentation d'une échelle de corrélation entre les temps "absolus" et les datations micropaléontologiques P. 159

CHAPITRE IV - DONNEES CRITIQUES SUR LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE
I - Son histoire avant l'Eocène Supérieur avant 48 MA P. 169
A - Liaison avec l'histoire de l'Atlantique
B - Définition de la Méditerranée à l'Eocène supérieur P. 170
C - Deux aspects de l'évolution paléogéographique du bassin méditerranéen avant l'Eocène Supérieur P. 171
L'Ibérie, l'Apulie, la Sicile

D - Evaluation des mouvements des parties continentales de plaques - Extension du domaine océanique intermédiaire P. 165

II - L'histoire de la Méditerranée depuis 48 MA P. 176
A - L'Europe et l'Afrique s'affrontent
B - L'espace intercontinents est restreint
C - Les grands traits tectoniques des chaînes bétiques et nord-africaines P. 167
D - Les hypothèses de microplaques P. 181
Sardaigne, Calabre
Les assifs internes P. 187

III - Les données du volcanisme en mer P. 189
Les marges nord-africaine
espagnole P. 192
corse P. 193
La mer tyrrhénienne P. 194

IV - Les données du magnétisme P. 194

V - Les grandes directions de fracturation P. 197

VI - Les connaissances du substratum apportées par la géophysique P. 199

CHAPITRE V - LES ELEMENTS PETROLOGIQUES P. 205
I - Les laves calcoalcalines P. 206
A - Dénomination
B - Analyse géochimique détaillée de chaque série P. 208
K_2O -SiO_2 , Na_2O, Al_2O_3 , MgO et FeO_{Total}
Problème du magma parent de cas séries P. 224
Indice SI de Kuno

C - Analyse minéralogique P. 228

- Répartition et fréquence des divers types pétrologiques dans chaque province P. 230

E - Les laves shoshonitiques P. 232

F - Cas particuliers des lamproïtes P. 233

II - Les granitoïdes P. 237

A - Répartition

B - Granitoïdes d'anatexie - Granitoïdes calcoalcalins P. 239

III - Les rhyolites P. 247

IV - La cordérite, indice d'un magma anatectique P. 249

V - Le volcanisme alcalin P. 252

Classification

Analyse des données chimiques

VI - Le problème des ultrabasites du pourtour méditerranéen P. 263

CHAPITRE VI - Essai de discussion d'un modèle de la Méditerranée néogène à la lueur des renseignements apportés par l'âge et la qualité du magmatisme

I - Un rappel des modèles proposés : Maroc, Espagne, Sardaigne P. 267

II - L'apport de nos résultats

Magmatisme précoce - Magmatisme tardif P. 271

III - A propos de l'origine des laves calcoalcalines et des granitoïdes de la Méditerranée P. 274

A - La subduction - un mécanisme possible P. 274

B - Modèle de subduction et habitus du magmatisme P. 280

IV - Le problème des roches lamproïtiques et la subduction P. 284
V - Le diachronisme volcanique P. 286
VI - Cas particulier de la structure volcanique orano-maroco-espagnole P. 287
VII - Sardaigne P. 288
VIII - Ouverture des bassins P. 288

CHAPITRE VII - Conclusions I - L'histoire néogène du bassin méditerranéen occidental - Comparaison du modèle proposé avec un modèle basé sur les données géophysiques et géologiques

I - Les associations magmatiques P. 295
II - Les activités calcoalcalines plus anciennes autour de la Méditerranée P. 302
III - Un rappel du modèle géodynamique présenté par J-M. AUZENDE et al. P. 303

CHAPITRE VIII - Conclusions II : l'avenir du bassin méditerranéen occidental P. 309
I - Limites des plaques Eurasie Afrique et évènements géologiques récents P. 309
II - La séismicité actuelle P. 311
III - Un bassin d'histoire récente : le bassin tyrrhénien P. 313
IV - Avenir du bassin méditerranéen occidental P. 315

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux

1 Dosage du potassium. Conditions d'analyse spectrale.

2 Analyse des teneurs en K_2O d'échantillons standards géochimiques.

3 Comparaison des valeurs de K_2O déterminées sur les mêmes échantillons. dans divers laboratoires.

4 Dosage de l'argon. A : dilution dans le ballon.
B : dilution dans la ligne ultravide.

5 Valeurs retenues pour les échantillons standards.

6 Etude du traceur I. Echantillons de comparaison : Berne 4 M, GLO, Phon. Mézenc

7 Implantation ionique :Calcul des coefficients d'enrichissement. $^{36}Ar/^{38}Ar$.

8 Implantation ionique :Traçage de l'argon 40 radiogénique par de l'argon 38 implanté.

9 Valeurs comparées des constantes de désintégration.

10 Calcul de l'âge K.Ar d'un échantillon à partir des résultats analytiques.

11 Calcul de la variation admissible sur l'âge. (limites significatives).

12 Datations MAROC Volcanisme calcoalcalin : Ras Tarf.

13 Datations MAROC Volcanisme calcoalcalin : Gourougou et Massifs satellites.

14 Datations MAROC Volcanisme calcoalcalin : Guilliz

15 Datations MAROC Plutonisme : Ouichane

16 Datations MAROC Volcanisme : Oujda

17 Datations ALGERIE Volcanisme calcoalcalin : Oran - Nemours

18 Datations ALGERIE Volcanisme calcoalcalin : Algérois(Ouest)

19 Datations ALGERIE Volcanisme rhyolitique : Grande Kabylie

20 Datations ALGERIE Volcanisme basaltique : Dellys

21 Datation ALGERIE Volcanisme : Constantinois

22 Datations ALGERIE Granitoïdes et Plutonisme: Algérois (Ouest)

23 Datations ALGERIE Plutonisme de Bejaïa à Annaba

24 Datations GALITE Granitoïdes

25 Datations TUNISIE Magmatisme des Nefza

26 Datations MAROC Volcanisme alcalin - Gourougou, Tazzeka, Causses, Sirrhoa.

26 bis Datations ALGERIE Les basaltes alcalins de l'Oranais.

27 Datations SARDAIGNE Volcanisme calcoalcalin (3 pages)

28 Datations SARDAIGNE Volcanisme alcalin

29 Datations CORSE Le tuf rhyolitique de Balistra

30 Datations FRANCE Laves calcoalcalines de Ligurie

Liste des tableaux (suite)

Tableaux		
31	Datations FRANCE	Activité volcanique liée au Rift médio-européen.
32	Datations FRANCE	Présentation figurée des périodes d'activité des massifs du Cantal, du Mont Dore, du volcanisme des Causses et du Sud de la France.
33	Datations ESPAGNE	Formation de la Vinuela.
34	Datations ESPAGNE	Volcanisme calcoalcalin du Cap de Gate.
35	Datations ESPAGNE	Volcanisme calcoalcalin de Carboneras.
36	Datations ESPAGNE	Volcanisme calcoalcalin de Mazarron.
37	Datations ESPAGNE	Volcanisme calcoalcalin de Cartagène.
38	Datations ESPAGNE	Les lamproïtes et le volcanisme associé.
39	Datations ESPAGNE	Volcanisme alcalin de Cartagène et de Ciudad Real.
40	Datations ILE D'ALBORAN	
41	Marge africaine	Activité magmatique et géochimie (4 pages).
42	Marge sarde	Activité magmatique et géochimie.
43	Marge espagnole	Activité magmatique et géochimie (2 pages)
44	Le volcanisme alcalin sur les trois marges.	
45	Marge africaine	Comparaison de nos résultats avec ceux des auteurs.
46	Marge sarde	Comparaison de nos résultats avec ceux des auteurs.
47	FRANCE	Comparaison de nos résultats avec ceux des auteurs.
48	Géochimie	Tableau récapitulatif des caractères géochimiques du cortège calcoalcalin de SARDAIGNE. (4 pages)
49	Géochimie	Caractères géochimiques majeurs du volcanisme calcoalcalin péri-méditérranéen occidental (à l'exception de la Sardai gne) (3 pages).
50	Géochimie	Comparaison d'analyses chimiques des lamproïtes.
51	Géochimie	Analyses chimiques des granitoïdes.
52	Géochimie	Analyses chimiques et âges des plutonites de l'Algérois.
53	Géochimie	Analyses chimiques et âges des volcanites de l'Algérois.
54	Géochimie	Analyses chimiques du magmatisme de Tunisie.
55	Géochimie	Analyses chimiques de basaltes alcalins périméditerranéens (2 pages).

Liste des figures

Figures

1 Schéma de désintégration du potassium.

2 A et B - Détermination de K dans l'échantillon. Courbes spectrales d'étalonnage.

3 Dosage de l'argon : schéma de la ligne d'extraction des gaz.

4 Dosage de l'argon ; géométrie du spectromètre de masse.

5 Dosage de l'argon : exemple de spectres isotopiques.

6 Dosage de l'argon : équilibre des gaz dans la cellule du spectromètre.

7 Temps de refroidissement des granitoïdes. (Courbes de calcul).

8 Volcanisme tertiaire du Maroc. Localisation du magmatisme calcoalcalin. (en cartouches : volcanisme du Ras Tarf, des Trois Fourches et d'Oujda).

9 Volcanisme du Gourougou et ses massifs satellites.

10 Localisation du volcanisme alcalin de la Meseta, du Moyen Atlas et de l'Anti-Atlas (Maroc) - en cartouches le Sirrhoa et le volcanisme du Causse moyen atlasique.

11 Volcanisme de l'Oranais . Carte et coupe interprétative.

12 Volcanisme et plutonisme de l'ouest algérois.

13 Détail du volcanisme de l'ouest algérois.

14 Détail du plutonisme de l'ouest algérois.

15 Volcanisme de l'est algérois.

16 A. Magmatisme d'El Aouana (ex. Cavallo).B. Coupe du Djebel Amjout.

17 Magmatisme néogène dans le Constantinois : de El Aouana à Annaba.

18 Magmatisme de la Galite.

19 Magmatisme de Tunisie.

20 Les affleurements de volcanisme calcoalcalin et alcalin en Sardaigne.

21 Carte d'échantillonnage du volcanisme calcoalcalin et alcalin en Sardaigne.

22 Coupes synthétiques dans le volcanisme sarde.

23 Coupe de la falaise de Balistra -Corse.

24 Volcanisme du Charolais et du Forez : les preuves du jeu constant du rift médio-européen.

25 Volcanisme des Causses, de l'Escandorgue et du bas Languedoc.

26 Carte de localisation des échantillons datés en Espagne.

27 Coupes synthétiques du volcanisme de Carboneras et du Cap de Gate.

28 Carte du volcanisme de Catalogne.

29 Carte du volcanisme de Ciudad Real.

30 Localisation des travaux paléomagnétiques concernant l'histoire géodynamique de l'Italie.

Liste des figures (suite)

Figures

31 Les grands ensembles tectoniques des chaînes bétiques et nord-africaines.

32 Deux modèles de dislocation du bloc Kabylo-bético- rifain.

33 Schéma géologique de la Calabre, localisant la Sila et l'Aspromonte, et les monts péloritains, en Sicile.

34 Le volcanisme "reconnu" en mer Méditerranée.

35 Structures volcaniques dans le bassin d'Alboran occidental.

36 A. La mer ligure, la marge corse et les structures volcaniques. B. La mer tyrrhénienne.

37 Structure géophysique interprétée de part et d'autre des Baléares.

38 Les laves calcoalcalines de la Méditerranée dans la classification de Mackenzie et Chappell.

39 Laves calcoalcalines de Sardaigne, datées, dans le diagramme K_2O/ SiO_2.

40 Laves calcoalcalines du Maroc, datées, dans le diagramme K_2O/SiO_2.

41 Laves calcoalcalines d'Algérie, datées, dans le diagramme K_2O/SiO_2.

42 Laves calcoalcalines d'Espagne, datées, dans le diagramme K_2O/SiO_2.

43 Laves calcoalcalines de Sardaigne. Age et indice de solidification.

44 Laves calcoalcalines d'Espagne. Age et indice de solidification.

45 Carte de répartition du volcanisme calcoalcalin - Ages.

46 Carte de répartition des granitoïdes.

47 Les granitoïdes dans le diagramme K_2O/SiO_2.

48 Les granitoïdes dans le diagramme Al_2O_3/SiO_2.

49 Les intrusions de l'Algérois : géochimie.

50 Les formations rhyolitiques dans le diagramme Al_2O_3/SiO_2.

51 Carte de répartition du volcanisme alcalin périméditerranéen pour la période de 7 à 5 MA.

52 Carte de répartition du volcanisme alcalin pour la période récente de 4 à 0,5MA.

53 Les basaltes périméditerranéens dans le diagramme K_2O+Na_2O/SiO_2, MgO/FeO.

54 L'espace Europe - Afrique à 40 MA tel qu'il peut être reconstitué à partir de la localisation, de l'âge et de la qualité du magmatisme, postérieur à cette période.

55 A. Le géotherme de Toksöz et al (1971). B. Eléments d'une zone en subduction.

56 Calculs de la longueur de la zone océanique subductée en fonction de l'angle de pendage de la zone en subduction.

57 Un modèle d'évolution géodynamique et magmatique de la marge africaine et de la marge sarde.

Liste des figures (suite)

Figures

58 Genèse des magmas et profondeur atteinte par la zone lithosphérique en subduction.

59 Un modèle d'évolution géodynamique et magmatique de la marge africaine dans la zone orano-marocaine.

60 Carte des âges d'ouverture des bassins océaniques, ouest-méditerranéens.

61 A. Largeur de la bande volcanique andine. B. Ouverture d'une mer marginale, le Japon.

62 Structure actuelle de la rencontre de la plaque sarde avec les plaques européenne et africaine.

63 Carte des mesures de flux de chaleur en Méditerranée.

B I B L I O G R A P H I E

A

- ALVAREZ W., COCOZZA T., WEZEL F-C. 1974
Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal
Nature, Volume 248, n° 5446 pp. 309-314

- ALVAREZ W., COCOZZA T. 1974
The tectonics of central eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine chain to the South of Corsica
Rendiconti del Seminaria della Facolta di Scienze della Universita di Cagliari

- ALVAREZ W. 1974
Sardinia and Corsica one microplate or two ?
Rendiconti del Seminaria della Facolta di Scienze della Universita di Cagliari

- ANDRIEUX J. 1970
La structure du Rif Central
Thèse - Montpellier Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc n° 235

- ANDRIEUX J., FONTBOTÉ J-M., MATTAUER M. 1971
Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar
Pl. Sc. Letters 12 pp. 191-199

- ANGLADA R., CHERCHI A., COULON C. avec la participation de BELLON H. 1975
Corrélations entre datations radiométriques et foraminifères planctoniques dans le Miocène de Sardaigne
Géologie Méditerranéenne - Tome II n° 1 pp. 1 à 4

- ARANA V., VEGAS R. 1974
Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc
Tectonophysics - Tome 24 pp. 197-212

- ARANA V., BARBERI F., SANTACROCE R. 1975
Some data on the comendite type aera (S. PIETRO and S. ANTIOCO Islands Sardinia)
Bul. Volcanologie

- ARBEY F., CLOCHIATTI R., GIGOT P., GUBLER Y., LE TENDRE L., RIVIERE M. 1975
Découvertes de cinérites dans des formations continentales carbonatées du Stampien, dans le bassin de Manosque-Forcalquier
C.R.A.S. - Sie D - Tome 282 pp. 1093-1095

- ARBIN P. 1975
Le secteur et la mine de Diogenes (Ciudad Real, Espagne)
Thèse Orsay 237 pages

- AUZENDE J-M. 1971
La marge continentale tunisienne; résultats d'une étude par sismique réflexion : sa place dans le cadre tectonique de la Méditerranée occidentale
Mar. Geophys - Res. 1 pp. 162-177

- AUZENDE J-M., BONNIN J., OLIVET J-L. 1973
The origin of the western Mediterranean basin
JL. Geol. Soc. Lond. - Volume 129 pp. 607-620

- AUZENDE J-M., OLIVET J-L., BONNIN J. 1974
Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne
Tectonophysics, 21 pp. 357-374

- AUZENDE J-M., BONNIN J., OLIVET J-L. 1975
La marge nord-africaine considérée comme une marge active
B.S.G.F. (7) - Tome XVII n° 4 pp. 486-496

- AZAMBRE B. 1967
Sur les roches intrusives sous-saturées du Crétacé des Pyrénées (picrites, teschénites, monchiquites, syénites néphéliniques)
Thèse 3ème cycle - Université de Paris 147 pages

B

- BAGDASARJAN G-P., BAJANIK S., VASS D. 1973
Age radiométrique du volcanisme néogène dans le nord-tunisien
Notes du Service Géologique de Tunisie n° 40 pp. 79-83

- BAQUE L. 1974
L'association andésitique cénozoïque du Logudoro et du Bosano (Sard. N-W) au sein de l'ensemble du volcanisme andésitique calcoalcalin de l'île
Thèse 3ème cycle Aix Marseille III 193 pages

- BARBERI F., INNOCENTI F., MARINELLI G. 1966
A propos de l'âge du stock granodioritique du Monte-Cappane (I. d'Elbe)
C.R.Acad. Sc. Paris - Tome 263 pp. 1019-1021

- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F., VILLARI L. 1973
Volcanism of the Southern Thyrrenian sea and its geodynamic implications
J.G.R. - Volime 78 p. 23

- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J., VILLARI L. 1974
Evolution of eolian arc volcanism (Southern thyrrenian sea)
E. Pl. Sc. Let. - Volume 21 pp. 269-276

- BARBERI F., CIVETTA L., GASPARINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R. 1974
Evolution of a section of the Africa-Europa plate boundary : paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily
E. Pl. Sc. Let. 22 pp. 123-132

- BARBERI F. 1974
Volcanisme et tectonique des plaques
Revue de la Haute Auvergne - Tome 44 pp. 245 à 276

- BAUBRON J-C. 1974
Etude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et Haute-Provence par la géochimie du rubidium et du strontium
B.R.G.M. - Rapport n° 74 S.G.N. 003 LAB.

- BAYER R., LE MOUEL J-L., LE PICHON X. 1973
Magnetic anomaly pattern in the western mediterranean
E. Pl. Sc. Let. 19 pp. 168-176

- BELLON H., BROUSSE R. 1971
L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure
C.R.A.S. - Sie D - Tome 272 pp. 3109 - 3111

- BELLON H., PHILIPPET J-C. 1971
Dating of geological samples by K-Ar method Quantitative determination of the three isotopes of argon by mass spectrometry
Advances in mass spectrometry - Volume 5 pp. 554-559

- BELLON H., BROUSSE R., GOUHIER J., BRITO U. 1971
Ages miocène inférieur pour les pépérites et moyen pour quelques laves de Limagne
C.R.A.S. - Sie D - Tome 273 pp. 1258-1260

- BELLON H., BROUSSE R., MERVOYER B., BLAIS S. 1972
Age absolu du massif volcanique du Mont-Dore
C.R.A.S. - Sie D - Tome 274 pp. 2740-2743

- BELLON H., BROUSSE R., LAMBERT A., CORNEN G., LE GARREC M-J., MAURY R. PESME M-F., BLAIS S., LARROQUE P., BAUDEIGNE L. 1972
Longue activité du Massif du Cantal de 21 à 3,8 MA
C.R.A.S. - Sie D. - Tome 274 pp. 2409-2412

- BELLON H., GILLOT P-Y., NATIVEL P. 1974
Eocène volcanic activity in Bourgogne-Charollais, Massif Central (France)
E.P. Sc. Let. - Volume 23 n° 1 pp. 53-58

- BELLON H., LEPVRIER C., MAGNE J., RAYMOND D. 1976
L'activité éruptive dans l'Algérois : nouvelles données géochronologiques
Géologie méditerranéenne (à paraître)

- BELLON H., BORDET P., BOUSQUET J-C., MONTENAT C. 1976
Principaux résultats d'une étude géochronométrique du volcanisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)
4ème réunion annuelle Sc. de la Terre Paris p. 43

- BELLON H. dans SANTOIRE J-P. 1976
Contribution à l'étude géologique du Massif du Mont-Dore : la région des Couzes
Thèse de 3ème cycle - Orsay - 155 pages

- BELLON H., COULON C., EDEL J-B. 1976
Le déplacement de la Sardaigne : synthèse des données géochronologiques magmatiques et paléomagnétiques
Réunion de la S.G.F. - Montpellier ATP Géodynamique Octobre 1976

- BELLUOMINI G., DISCENDENTI A., MALPIERI L., NICOLETTI M. 1970
Studi sulle ossidiane italiane - Il contenuto in 40 Ar radiogenico e possibilita di datazione
Period Mineral - Tome 49 (3) pp. 469-479

- BESSINETON - BODIVIT A. 1974
Le volcanisme de la région d'Agde
Thèse 3ème cycle - Université de Paris-Sud 126 pages

- BIJU-DUVAL B., BIZON J-J 1974
Données nouvelles et problèmes concernant le néogène méditerranéen à terre et en mer
XXIVème Congrès C.I.E.S.M.

- BIJU-DUVAL B. 1974
Carte géologique et structurale des bassins tertiaires du domaine méditerranéen : commentaires
Revue Institut Français du Pétrole - Volume XXIX - n° 5 pp. 607-639

- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. 1976
La genèse dans la Méditerranée
La Recherche

- BIRD P., TOKSOZ M-N, SLEEP N-H 1975
Thermal and mechanical models of continent - continent convergence zones
Journ. Geophys - Res - Volume 80 - n° 32 pp. 4405-4416

- BIZON G., BIZON J-J., MONTENAT C. 1975
Définition biostratigraphique du Messinien
C.R.A.S. - Sie D - Tome 281 pp. 359-362

- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. 1970
La migrazione terziara dei bacini toscani e la rotazione dell' A pennino settentrionale in "una zona di torsione" per deriva continentale
Mem. Soc. Geol. Ital. - Tome 9 (2) pp. 177-195

- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. 1974
Remnant arcs and marginal basins in the cenozoic developpment of the Mediterranean
Nature 252 - n° 5478 pp. 18-21

- BOETTCHER A-L. 1973
Volcanism and orogenic belts
Tectonophysics 17 pp. 233-240

- BORSETTI A-M., CCLANTONI P., FABBRI A., SELLI R., ZARUDZKI E-F-K 1974
Preliminary data on the geology of the Balearic sea
XXIVème Congrès C.I.E.S.M.

- BORSI S., FERRARA G., TONGIORGI E. 1967
Determinazione con metodo K.Ar dell' eta delle rocce magmatiche della Toscana
Boll. Soc. Geol. It. - Volume 86 pp. 403-410

- BOSSOLASCO M., EVA C. 1970
The seismicity in maritime Alps and adjacentareas
XXIè ass. gen. de la Commission de séismologie - Luxembourg

- BOUILLIN J-P., GLAÇON G. 1973
Découverte de Crétacé et d'Eocène de type tellien charriés sur le socle de petite Kabylie aux environs d'El Milia (Constantinois - Algérie)
C.R.A.S. - Sie D. - Tome 276 pp. 1517-1519

- BOUILLIN J-P. 1975
Un modèle de l'évolution tectonique alpine ante burdigalienne du nord du Constantinois, sur la transversale du Moud ed Demamène (Algérie)
B.S.G.F. (7) - Tome XVII - n° 4 pp. 582-593

- BOUILLIN J-P., KORNPROBST J. 1975
Associations ultrabasiques de Petite Kabylie : péridotites de type alpin et complexe stratifié;comparaisons avec les zones internes bético-rifaines
B.S.G.F. (7) - Tome XVI - n° 1 pp. 184-194

- BOULIN J., BOURGOIS J., CHAUVE P., DURAND-DELGA M., MAGNE J., MATHIS V., PEYRE Y., RIVIERE M., VERA J-A 1973
Age miocène inférieur de la formation de la Vinuela, discordantes sur les nappes internes bétiques
C.R.A.S. - Sie D. - Tome 276 pp. 1245-1248

- BOURGOIS J. et Al. 1970
Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques
Année Soc. Géol. Nord-Lille - Tome XCX pp. 347-393

- BOUSQUET J-C, 1972
La tectonique récente de l'Apennin Calabro-Lucanien dans son cadre géologique et géophysique
Thèse de Doctorat ès-Sciences - Université des Sciences et Techniques du Languedoc 172 pages

- BOUSQUET J-C, CADET J-P., MONTENAT C. 1975
Quelques observations sur le jeu quaternaire de l'accident de Carboneras
3ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre - Montpellier

- BRAUD-CAIRE E. 1975
L'accident du Nekor (Rif Oriental) - Etude géologique de sa terminaison Nord-Est à partir d'Arbaa de Taouirt
Thèse 3ème cycle - Université de Paris XI Orsay 127 pages

- BURRI C., PARGA-PONDAL 1937
Die Eruptivgestein der Insel Alboran (Provinz Almeria Spanien)
Schweiz-Min Letr. Mitt 17 p. 230

C

- CAIRE A. 1970
Sicily in its mediterranean setting Geology and history of Sicily
Pœr. expl. Soc. of Libia Tripoli pp. 145-170

- CAIRE A. 1970
Tectonique de la Méditerranée Centrale
Ann. Soc. Géol. Nord - Tome XC pp. 307-346

- CAIRE A. 1973
Les liaisons alpines précoces entre l'Afrique du Nord et Sicile et la place de la Tunisie dans l'arc tyrrhénien
Ann. Mines Géol. (Tunis) 26 - Livre jub. - M. SOLIGNAC pp. 87-110

- CAMUS G., CANTAGREL J-M., TAUPINARD J., VIALATTE Y. 1969
Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge de quelques roches volcaniques de Limagne
C.R.A.S. - Sie D - Tome 269 pp. 2513-2516

- CANTAGREL J-M., MERGOIL J. 1970
Mesure pour la méthode à l'argon, de l'âge de quelques roches du Velay Oriental
CRAS - Sie D - Tome 271 pp. 760-763

- CARSLAW H-G, JAEGER J-C. 1959
Conduction of heat in solids
Clarendon, Oxford 1959

- CHABRIER G., MASCLE G. 1974
Les rapports de la Provence et du domaine sarde
C.R.A.S. - Sie D - Tome 278 pp. 2881-2884

- CHANNELL J-E-T , TARLING D-H 1975
Paleomagnetism and the rotation of Italy
E; Pl. Sc. Let. - Tome 25 pp. 177-188

- CHAPMAN D-S, POLLACK H-N 1975
Global heat flow : a new look
E. Pl. Sc. Let. - Tome 28 pp. 23-32

- CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HAMEL Ch. 1964
Age des afounites du Maroc oriental
C.R. Som. Soc. Geol. Fr. - Tome 9 pp. 401-402

- CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HOTTINGER L., MARÇAIS J., TISSERANT D. 1967
Note au sujet de l'âge isotopique de la limite Miocène-Pliocène au Maroc
C.R. Acad. Sc. - Tome 284 - Sie D pp. 222-224

- CHAUVE P, MATHIS V., PEYRE Y., RIVIERE M. 1973
Sur la présence de tufs dans les sédiments d'âge burdigalien de la région de la Viñuela-Alcaucin-Zaffaraya-Riogordo (Province de Malaga Espagne méridionale)
Annales Scientifiques de l'Université de Besancon - Géologie 3è Sie Fasc. 20 pp. 153-165

- CHOUBERT G., CHARLOT R., FAURE-MURET A., HOTTINGER L.,MARÇAIS J., TISSERANT D., VIDAL P. 1968
Note préliminaire sur le volcanisme messinien "pontien" au Maroc
C.R.A.S. - Sie D - Tome 266 pp. 197-199

- CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M., SIBUET J-C. 1973
Bay of Biscay and Pyrénées
E. Pl. Sc. Let. - Tome 18 pp. 109-118

- COATS R-R 1968
"Basaltic andesits" dans A. POLDERVAART - Volume II - Treatise on rocks of basaltic composition
Interscience Publishers

- COLETTA B., FUDRAL S., RAMPNOUX J-P 1975
A propos de la géologie de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental) : le Miopliocène et ses déformations
3ème Réunion An. Sc. de la Terre Montpellier p. 106

- COULON C. 1967
Le volcanisme basique de la Basse-Provence occidentale (région toulonnaise et Massif des Maures)
Thèse de 3ème cycle Paris

- COULON C., BOBIER C., DEMANT A. 1973
Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques du Logudoro et du Bosano - Le problème de la dérive de la Sardaigne
23ème Congrès - C.I.E.S.M. Athènes - Volume 22 - Fasc. 2A pp. 59-60

- COULON C., BAQUE L., DUPUY C. 1973
Les andésites cénozoïques et les laves associées en Sardaigne nord occidentale (Province du Logudoro et du Bosano)
Caractères minéralogiques et chimiques
Contr. Miner. Petrol. - Volume 42 - pp. 125-139

- COULON C., DEMANT A., BELLON H. 1974
Premières datations par la méthode K-Ar de quelques laves cénozoïques et quaternaires de la Sardaigne nord-occidentale
Tectonophysics - Volume 22 pp. 41-57

- CRAMPON N. 1971
Etude géologique de la bordure des mogods, du pays de Bizerte et du nord des Hédils (Tunisie Septentrionale)
Thèse de doctorat ès Sciences Nancy

- CRAMPON N. 1973
L'extrême nord tunisien - Aperçu stratigraphique, pétrologique et structural - Livre jubilaire M. SOLIGNAC.
Annales des Mines et de la Géologie Tunis n° 26 pp. 49-85

- CRAVATTE J., DUFAURE Ph., PRIM M., ROUAIX S. 1974
Les forages du golfe du Lion 66 pages
Notes et mémoires de la C.F.P.

D

- DAMON P-E. 1966
Chronology of ore deposits and volcanic rocks
Ann. ReP. Coo 686-60 Tucson Arizona

- DELARUE C., BROUSSE R., 1974
Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'arc de Gibraltar
C.R.A.S. - Sie D. - Tome 279 pp. 971-974

- DELALOYE M., SAWATZKI G. 1975
Potassium - argon ages on volcanic elements from the helvetic flysch in the area of Thônes (Haure-Savoie)
Archives des Sciences - Genève Volume 28/1

- DEMANT A. 1972
Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne Nord occidentale. Le cycle "andésitique" terminal (région de Mara-Romana)
Thèse 3ème cycle - Université Aix-Marseille III

- DEMANT A., COULON C. 1973
Sur la présence de laves à affinités calcoalcalines au sein du volcanisme alcalin plioquaternaire de la Sardaigne Nord occidentale
C.R.A.S. - Sie D. - Tome 276 pp. 3073-3076

- DERCOURT J. 1971
L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques
B.S.G.F. - (12) pp. 261-317

- DERIU M. 1959
Le andesiti di capo marargiu (Sardegna Centro-Occidentale)
Boll. Serv. Geol. It. 80 pp. 303-335

- DERIU M. 1962
Stratigrafia, cronologia e caratteri petrochemici delle vulcaniti "oligoceniche" in Sardegna
Mem. Soc. Geol. It. 3 é pp. 675-706

- DERIU M. 1964
Notizie sulla constituzione geologica del Bosano, della Planargia et del Montiferro settentrionale e occidentale
Monog. reg. Bosano, Ass. Comm. Bosa e Cuglieri pp. 1-50

- DESFORGES G. 1973
Contribution à la connaissance de la Méditerranée occidentale. Etude sidémentologique de roches prélevées par dragage et application à la diagénèse précoce en eau profonde
Thèse 3ème cycle - Paris VI 311 pages

- DEWEY J-F., PITMAN W-C, RYAN W.B.F., BONNIN J. 1973
Plate tectonics and the evolution of the alpine system
Geol. Soo. Am. Bull. - Volume 84 pp. 3137-3180

- DICKEY J-S 1970
Partial fusion products in Alpine-type peridotites : Serrania de Ronda and other examples
Min. Soc. America Sp Paper 3 pp. 33-49

- DICKINSON W-R, HATHERTON T. 1967
Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific
Science 157 pp. 801-803

- DICKINSON W-R 1971
Plate tectonic models of geosynclines
E. Pl. Sc. Letters pp. 165-174

- DICKINSON W-R 1972
Evidence for plate tectonic regions in the rock record
Amer. J. Sc. 272 pp. 577-602

- DIDON J., DURAND-DELGA M., KORNPROBST J. 1973
Homologies géographiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar
B.S.G.F. (7) - Tome XV pp. 77-105

- DONVILLE B. 1973
Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan (N.E de l'Espagne)
Implications stratigraphiques
C.R.A.S. - Sie D - Tome 276 pp. 2497-2500

- DONVILLE B. 1973
Ages potassium-argon des vulcanites du Bas-Ampurdan (N.E. de l'Espagne)
C.R.A.S. - Sie D - Tome 276 pp. 3253-3256

- DONVILLE B. 1973
Ages potassium argon de la dépression de la Selva (N-E. de l'Espagne)
C.R.A.S. - Sie D - Tome 277 pp. 1-4

- DONVILLE B. 1973
Thèse Univ. Paul SABATIER - Toulouse n° 567

- DUBOIS R. 1970
Phases de serrage,nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre - Apennin : la structure calabro-apenninique
Rev. Geogr. Phys. - Geol. dyn. (2) - Volume XII - Fasc. 3 pp. 221-254

- DUPUY C., DOSTAL J., COULON C., VERNIERES J. 1975
Quelques données géochimiques sur les roches calcoalcalines du Logudoro et du Bosano - Considérations pétrogénétiques à l'aide des terres rares
Pétrologie - Tome I n° 3 pp. 197-208

- DURAND-DELGA 1957
Sur les formations antemiocènes de l'archipel de la Galite (Tunisie)
C.R.A.S. 23 Juillet 1956 - Tome 243 pp. 389-392

- DURAND-DELGA M. 1957
L'évolution de l'archipel de la Galite au Néogène et au Quaternaire
C.R.A.S. 30 Juillet 1956 - Tome 243 pp. 507-509

- DURAND-DELGA M. 1963 dans BOUILLIN J-P. 1975

- DURAND-DELGA M. 1972
La courbure de Gibraltar; extrémité occidentale des chaînes alpines unit l'Europe et l'Afrique
Ecl. Geol. Helv. - Volume 65 pp. 267-278

- DURAND-DELGA M. 1974
La Corse pp. 465-478 dans Géologie de la France par DEBELMAS J.
Doin Edit. - 2 Tomes 544 pages

E

- EDEL J-B., LOERTSCHER A. 1976
Paléomagnétisme du volcanisme tertiaire de Sardaigne 6 nouveaux résultats
4ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre Paris p. 159

- Enciclopedia del Petrolio e del Gas Naturale (E.N.I.)
Italia pp. 336 à 570

- EVERNDEN J., CURTIS G-H 1965
Potassium-argon dating of late cenozoic rocks in east Africa and Italy
Current Anthropology pp. 343-345

F

- FAURE-MURET A; CHOUBERT G. 1975
Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour la Méditerranée Occidentale
C.R.A.S. - Sie D. - Tome 280 pp. 1947-1950

- FERRARA G., BIGGAZI G., BONADONNA F-P., GIULIANI O. 1973
Radiometric dating of the Valencia volcanic rocks dans Initial Reports
of the deep sea rilling project - Volume XIII 1447 pages

- FERRARA et al. 1976
Blue book Jofdes (à paraître)

- FIBBI A. 1970
Il vulcanismo basico terziario della Sardegna nord-occidentale
Tesi di Laurea - Univ. Pisa 124 pages

- FLANAGAN F-J. 1973
1972 values for international geochemical reference samples
Geoch. Cosmoc. Acta - Vol. 37 pp. 1189-1200

- FOUCHET J-P., AUZENDE J-M., REHAULT J-P., OLIVET J-L 1976
Nouvelles données des flux géothermiques en Méditerranée Occidentale
4ème Réunion des Sciences de la Terre Paris p. 174

- FREY M., HUNZIKER J-C., FRANK W., BOCQUET J., DEL PIAZ G-V, JAGER E.
NIGGLI E. 1974
Alpine metamorphism of the Alps, a review
Schweiz Min. Petr. Mitt. 54 pp. 247-290

- FUSTER J-M., IBARROLA E., LOBATO M-P 1952
Analisis quimicos da rocas espanolas
Monogr. del Instituto "Lucas Mallada" de Investigaciones Geologicas
Num. 14

- FUSTER J-M., GASTESI P., SAGREDO J., FERMOSO M-L 1967
Las rocas lamproiticas del S.E. de Espana
Estud. Geol. 23 pp. 60-69

- FYFE W-S, Mc BIRNEY AR 1975
Subduction and the structure of andesitic volcanic belts
Am. Journ. Sci. - Volume 275 A. pp. 285-297

G

- GALDEANO A., COURTILLOT V., LE BORGNE E., LE MOUEL J. ROSSIGNOL J-C 1974
Aeroramagnetic survey of South Western Mediterranean
E. Pl. Sc. Letters

- GENNESSEAUX M., AUZENDE J-M., OLIVET J-L., BAYER R. 1974
Les orientations structurales et magnétiques sous-marines au sud de la Corse et la dérive corso-sarde
C.R. Acad. Sc. - Tome 278 Sie D pp. 2003-2006

- GENNESSEAUX M., REHAUT J-P. 1975
La marge continentale corse
B.S.G.F. (7) - Tome XVII n° 4 pp. 505-518

- GENNESSEAUX M., REHAULT J-P., VIARIS de LESEGNO L. 1976
Les structures de distension en mer tyrrhénienne et l'origine du bassin
4ème réunion annuelle des Sciences de la Terre Paris p. 195

- GILLOT P-Y. 1974
Chronométrie par la méthode Potassium-Argon des laves des Causses et du Bas-Languedoc : interprétations
Thèse Spé. 88 pages Univ. Paris XI

- de GIOVANI
Etude des basaltes de Cap Djinet
Thèse en cours à Alger

-GIRAUD J-D. 1975
Une intrusion alco-alcaline type : l'estérellite - Position dans le contexte volcanique tertiaire régional
Thèse de 3ème cycle - Université de Nice

- GLAÇON J. 1963
Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell Sétifien (Algérie)
Thèse d'Etat - Pub. Bull n° 32 Serv. Géol. de l'Algérie

- GLAÇON G., ROUVIER H. 1972
Age des mouvements tectoniques majeurs en Tunisie septentrionale
C.R.A.S. Sie D - Tome 274 pp. 1257-1260

- GLANGEAUD L. 1952
Histoire géologique de la province d'Alger
XIXème Congrès Géol. Intern. Alger n° 25

- GONNARD R., LETOUZEY J., BIJU-DUVAL B., MONTADERT L. 1975
Apport de la sismique - réflexion aux problèmes du volcanisme en Méditerranée et à l'interprétation des données magnétiques
3ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre Montpellier p. 171

- GREEN D-H., RINGWOOD A-E 1969
Genesis of the calk-alkaline igneous rock suite
Cont. Mineral Petrol - Tome 18 pp. 105-162

- GREEN D-H. 1972
Magmatic ctivity as the major process in the chemical evolution of the earth's crust and mantle
Tectonophysics 13 (1-4) p. 47-71

- GRIGGS D-T. 1972
The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earth quakes
in "The Nature of the Solid earth" Mc GRAW-HILL, N-YORK 667 pages

- GUARDIA P. 1975
Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale
Thèse de doctorat ès-sciences Université de Nice 289 pages

- GUILLEMIN M. 1976
Les formations néogènes et quaternaires des régions de Melilla, Nador et leurs déformations
Thèse 3ème Cycle Université d'Orléans 215 pages

- GUILLEMIN M., RAMPNOUX J-P. 1975
Sur les évènements néotectoniques(du Miocène supérieur au quaternaire) de la bordure sud de la mer d'Alboran, du méridien de Melilla
3ème Réunion annuelle Sc. de la Terre Montpellier p. 181

H

- HARKER A. 1909
The natural history of igneous rocks
Macmillan - New-York

- HATZFELD D., FROGNEUX M., GIRARDIN N. 1976
Etude de sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar
Réunion ATP Géodynamique - Montpellier pp. 92

- HEDERVARI P. 1974-1975
Some words on the deep structure of italian volcanoes
Rivista "Stromboli" n° 14 pp. 109-116

- HEDERVARI P. 1974
A comparison between the Carpatho- Pannon Dinaride area and the Philippine basin from the geophysical-volcanological point of view
Acta geologica Academiae Scientiarum Hungaricae - T. 18 pp. 23-26

- HERNANDEZ J. 1971
Le volcanisme tertiaire des monts du Forez et de la plaine de Montbrison
Thèse 3ème cycle - Paris VI 250 pages

- HERNANDEZ J. 1975
Sur le caractère shoshonitique des andésites du Gourougou, Rif oriental (Maroc)
C.R.A.S. Sie D - Tome 180 pp. 233-236

- HERNANDEZ J., LEPVRIER C. 1976
Pétrographie des laves liées aux bassins tertiaires de l'Ouest algérois
Comparaison avec le volcanisme du Rif et de l'Oranais
4ème réunion annuelle Science de la Terre Paris

- HERNANDEZ J., LEBLANC D., MARCAIS J. 1976
Une manifestation volcanique d'âge paléocène dans le Rif (Maroc), les laves basaltiques de Sidi-Maatoug
B.S.G.F. (à paraître)

- HERNANDEZ-PACHECO F., ASENSIO AMOR I. 1966
Datos fisigrafio - sedimentologicos de la Columbrate Grande
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Géol.) - Tome 64 pp. 179-198

- HERNANDEZ-PACHECO A., IBARROLA E. 1970
Nuevos datos sobre la petrologia y geoquimica de las rocas volcanicas de la isla de Alboran
Estudios geologicos - Tome XXVI pp. 93-103

- HILLY J. 1952
Présence du Burdigalien dans les massifs du Cap de Fer et de la Kabylie de Collo (Nord-Constantinois)
C.R.A.S. - Tome 234 n° 10 pp. 295-302

- HILLY J. 1957
Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois)
Thèse de doctorat ès-Sciences Nancy n° 125 408 pages

- HINZ K. 1973
Crustal structure of the balearic sea
Tectonophysics 20 (1-4) pp. 295-302

- Histoire structurale du Golfe de Gascogne 1971
Technip

- HORN P., LIPPOLT H-J., TODT W. 1972
Kalium-Argon Alterbestimmungen an tertiären Vulkaniten der Oberrheinsgrabens
EclograeGeol. Helv. 65 - 1 pp. 131-156

- HOUZAY J-P. 1975
Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental Maroc)
Thèse de 3ème cycle - Université de Paris VI 227 pages

- HSU K-J., RYAN W-B-F. 1973
Comments on "thecrustal structure of the Balearic sea - in light of deep sea drilling in the Mediterranean
Tectonophysics 20 pp. 303-306

I

- IIYAMA J-T. 1976
Assemblage grenat-cordiérite, étude expérimentale et quelques applications aux roches naturelles
4ème réunion annuelle des Sciences de la Terre Paris p. 227

- ILLIES J-H. 1975
Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhine-graben rift-system
Tectonophysics 29 (1-4) pp. 251-264

J

- JAGER E. 1969
Colloquium on the geochronology of Phanerozoic orogenic belts
Berne et Zürich Septembre 1969

- JEREMINE E., MARCAIS J. 1962
La région volcanique des Beni Bou Yahi -Avant Pays du Rif oriental)
Mémoires h. Sie S.G.F. (Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT)
Tome 1 - pp. 431-446

- de JONG K-A., MANZONI M., STAVENGA T., VAN DIJK F., Van der VOO R., ZIJDERVELD J-D-A. 1973
Paleomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the early Miocene
Natura - Volume 243 pp. 281-283

- JOPLIN J-A 1965
The problem of the potash rich basaltic rocks
Minerological Magazine 34 pp. 266-275

- JOPLIN G-A 1968
The **shoshonite** association :
Journ. Geol. Soc. Austral 15 pp. 275-294

K

- KARIG D-E. 1971
Origin and developpment of marginal basins in the western Pacific
Jour. Geophys - Res - 76 pp. 2542-2561

- KESSON J-E., SMITH J-E 1972
TiO_2 content and the shoshonitic and alkaline associations
Nature Phys. Sc. 236 pp. 110-111

- KORNPROBST J. 1969
Le massif ultrabasique de Beni Bouchera - (Rif interne Maroc) Etude des péridotites de haute température et haute pression des pyroxénolites à grenat ou sans grenat qui leur sont associées
Contr. Mineral Petrol - Volume 23 pp. 283-322

- KUNO H. , YAMASAKI K., ILDA C., NAGASHIMA K. 1957
Differenciation of Hawaïan magma
Jap. Journ. Geol. Geograp. - Volume 28 pp. 179-218

- KUNO H. 1959
Origin of cenozoic petrographic provinces of Japon surrounding areas
Bul. Volc. Sie 2 - Tome 20 - pp. 37-76

- KUNO H. 1960
High alumina basalts
Journ. Petrol - Volume 1 pp. 121-145

- KUNO H. 1965
Fractionation trends of basalt magmas in lava flows
Journ. Petrol - Volime 6 pp. 302-321

- KUNO H. 1968
dans HESS et POLDERVAART "Basalts"
Differenciation of basalt magma
Interscience - Pub. J - Wiley and sons, Volume 2 pp. 623-688

L

- LAMPHERE M-A, DALRYMPLE G-B. 1967
K-Ar and R.B-Sr measurements on P. 207 the USGS interlaboratory Standard muscovite
Geoch. Cosmoch Acta - Vol. 31 - pp. 1091-1094

- LAPADU-HARGUES P. 1972
Géochimie - p. 216 - Géologie Tome 1, N.R.F. La Pléiade

- LAUBSCHER H-P. 1971
The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspacific implications
Am. J. Sci. 271 pp. 193-226

- LEFEVRE C. 1973
Les caractères magmatiques du volcanisme plioquaternaire des Andes dans le sud du Pérou
Contr. Mineral and Petrol - 41 pp. 259-272

- LEIKINE M. 1971
Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie)
Thèse de doctorat ès-Sciences Paris 536 pages

- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J-M., OLIVET J-L. 1971
La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène - Schéma d'évolution
E. Pl. Sc. Letters - Volume 13 n°1 pp. 145-152

- LEPVRIER C., MAGNE J. 1975
Le Néogène "post-nappes" du Tell septentrional à l'ouest d'Alger
B.S.G.F.

- LEPVRIER C., VELDE D. 1976
A propos des intrusions tertiaires de la marge nord-africaine entre Cherchel et Ténès (Algérie)
B.S.G.F. (à paraître)

- LOOMIS T-P. 1972
Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain
Bull. Soc. Am. - Vol. 83 pp. 2475-2496

- LOWRIE W., ALVAREZ W. 1975
Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian peninsula
J.G.R. - Volume 80 - n° 11 pp. 1579-1592

M

- MACDONALD G.A., KATSURA T. 1964
Chemical Composition of hawaîan lavas
Journ. Petrol. - Volume 5 pp. 82-133

- MACKENZIE D-E, CHAPELL B-W 1972
Shoshonitic and calk. alkaline lavas From the Highlands and Papua
Contr. Mineral. Petr. 35 pp. 50-62

- MAGNE C., RAYMOND D. 1974
Le néogène "post nappes" de la région de Delleys - Tizi-Ouzou (Algérie) un enregistreur de l'évolution dynamique de la Grande Kabylie après le Burdigalieu
B.S.G.F. (7) - Tome XVI n° 5 pp. 537-542

- MAGONTIER M-C. 1974
Les roches volcaniques du sillon houiller
Thèse 3ème cycle - Université de Paris VI 133 pages

- MARINELLI G. 1959
Le intruzione terziarie dell'isola d'Elba
Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Série A - Volume LXVI pp. 250-253

- MATTAUER M. 1963
Le style tectonique des chaînes telliennes et rifaines
Geol. Rundsch Bd 53 Heft 1 pp. 296-613

MAUDHUIT F. 1975
Le volcanisme néogène de la Tunisie continentale
Rapport A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale" Décembre 1975

MAUDUIT F. 1976
Le magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale et ses implications géotectoniques
International Congress on thermal waters, geothermal energy and volcanism on the mediterranean area
Athènes 5-10 Octobre 1976

MAUFFRET A. 1976
Etude géodynamique de la marge des Iles Baléares
Thèse de doctorat ès-Sciences - Université de Paris VI 137 pages

MAURY R.C. 1976
Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central [illegible]) et océaniques (Pacifique Central) : l'origine des laves [illegible]
Thèse de doctorat ès-Sciences - Paris Sud Orsay 455 pages

METRICH, TRAVERS N. 1976
Fusion partielle dans les enclaves gneissiques. Applications aux volcanismes de Toscane et de Tunisie
Thèse 3è cycle - Orsay

MINSTER, JORDAN, MOLNAR P., HAISS 1974
Numérical modeling of instantaneous plate tectonics
Geoph. Journ. of Research - Astron. Soc - Vol. 36 pp. 541-576

MITCHELL J-G., MACINTYRE R-M., PRINGLE I-R. 1975
K-Ar and Rb Sr isotope age studies on the wolf rock nosean phonolite [illegible]
Geol. Mag. 112 (1) pp. 55-61

MOLIN D. 1973
Les caractères du volcanisme néogène des provinces de Murcia et Almeria (Espagne)
Implications pour l'évolution de la Méditerranée occidentale
2ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre - Nancy - Pont-à-Mousson p. 292

MOLIN D.
Thèse de 3ème cycle (à paraître)

MOLINA BALLESTEROS E. 1974
Campo de Calatrava (Ciudad Real) Thèse

- MONTENAT C. 1975
Le néogène des Cordillères beltiques. Essai de synthèse statigraphique et paléogéographique
Rapport Beicip inédit 187 pages

- MONTENAT C., THALER L., Van COUVERING J-A 1975
La faune des rongeurs de Librilla - Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (Province de Murcie)
C.R.A.S. Sie D - Tome 281 pp. 519-522

- MONTADERT L. 1975
Structure de la marge méditerranéenne d'après des études de détail effectuées pour le leg 42 du Glomar Challenger
B.S.G.F. (7) XVI I n° 4 pp. 519-520

- MORELLI C., PISANI M., CANTARC 1975
Geophysical studies in the Aegean sea and in the eastern Mediterranean
Boll. di Geofis Teor e Appli
Vol. 18 - n° 66

N

- NESTEROFF W-D, RYAN W-B-F 1973
Séries stratigraphiques et implications tectoniques du forage Joïdes 121 en mer d'Alboran
B.S.G.F. (7) XV n° 2 pp. 113-114

- NICOLAS A., JACKSON E.D. 1972
Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques
Bull. suisse Min. Petro 52/3 pp. 479-495

- NIER A-O 1950
A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium
Phys. Rev. - Vol. 77 - n° 6 pp. 789-793

- NINKOVICH D., HAYS J-D. 1972
Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes
Pl. Sc. Letters 16 pp. 331-345

O

- OLIVET J-L., AUZENDE J-M., BONNIN J. 1973
Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran
B.S.G.F. (7) XV n° 2 pp. 108-112

P

- di PAOLA G-M., PUXEDDU M., SANTACCROCE A. 1975
K-Ar Ages of Monte Arci volcanic complex (Central western Sardinia)
Soc. It. Mineral e Petrol Volume XXXI pp. 181-190

- PAQUET J. 1974
Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale
B.S.G.F. (7) - Tome XVI pp. 58-74

- PAVILLON M-J. 1972
Paléogéographies, volcanismes, structures, minéralisations plombozincifères et héritages dans l'est des Cordillères bétiques (zones internes)
Thèse de doctorat ès-Sciences - Université de Paris VI 623 pages

- PEACOCK M-A. 1931
Classification of igneous rock series
J. Geol. - Vol. 39 pp. 54-67

- PERRIER G., HATZFELD D., STEINMETZ L., HIRN A. 1975
Résultats préliminaires des sondages sismiques profonds en mer d'Alboran
3ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre Montpellier p. 290

- PERRIER G. , RUEGG J-C. 1973
Structure profonde du Massif Central français
Ann. Geophysique - tome 29 - n° 4 pp. 435-502

- PITTMAN III W-C, TALWANI M. 1972
Sea-floor spreading in the North Atlantic
Geol. Soc. Am. Bull. 83 pp. 619-646

- PURDY J-W. 1972
The varian Mat GD 150 for argon analysis in connection with K-Ar dating
Ecl. Geol. Helv. - Vol. 65/2 pp. 317-320

R

- RAOULT J-F., VELDE D. 1971
Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'audésites en coulées dans le Miocène continental au sud du Kef Hahouner (Nord-Constantinois)
C.R.A.S. Sie D Tome 272 pp. 1051-1054

- RAOULT J-F 1975
Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois Algérie)
Thèse ès-Sciences - Université de Paris VI - Prétirage

- RAYMOND D. 1976
Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin
Thèse de doctorat d'Etat 152 pages

- REHAULT J-P., OLIVET J-L., AUZENDE J-M. 1974
Le bassin nord-occidental méditerranéen : structure et évolution
B.S.G.F. (7) XVI n° 3 pp. 281-294

- ROBIN C. 1970
Etude géodynamique du massif volcanique du Cap Cavallo (Algérie)
Thèse de spécialité Paris VI 130 pages

- ROUSSEL J., TRUILLET R. 1975
Un accident sismo tectonique majeur au nord de l'Afrique
3ème Réunion annuelle Sc. de la Terre Montpellier p. 327

- RYAN W-B-F., IHSU K-J. 1973
Initial reports of the deep sea drilling project
Volume XIII 1447 pages

S

- SADRAN G. 1958
Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais
Publ. Serv. Carte Géol. Algérie - Nouvelle série n° 18 533 pages

- SAGGERSON E-P. et WILLIAMS L.A.J. 1964
Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district
Journ. Petrol - Volume 5 pp. 40-81

- SAVELLI C. 1975
Datazioni preliminari con metodo K-Ar di vulcaniti della Sardegna Sud-Occidentale
Soc. It. Min. e Petr. Milano - Volume XXXI (1) pp. 191-198

- SEMROUD B. 1975
Les roches plutoniques miocènes de la région de Bejaïa
3ème réunion annuelle des Sc. de la Terre Montpellier p. 344

- SIGNER P., Mc DOWELL F-W. 1970
On line Ar extraction system for rapid high-precision routine analysis
Ecl. Geol. Helv. - Volume 63/1 pp. 311-321

- SOFFEL H. 1972
Anticlockwise rotation of Italy betwean the Eocene and Miocene : paleomagnetic evidence from the Colli Euganei Italy
E. Pl. Sc. Let. - Volume 17 pp. 207-210

- SOLIGNAC M. 1927
Etude géologique de la Tunisie septentrionale
Thèse Lyon 756 pages

- STOREVEDT K-M. 1973
The rotation of Iberia, Caenozoïc paleomagnetism from Portugal
Tectonophysics 17 pp. 23-29

T

- TAPPONNIER P. 1976
Essai d'interprétation globale de l'évolution tectonique du système alpin en Europe
ATP Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords
Colloque final - Montpellier p. 136

- THOMAS G. 1974
La phase de compression pléistocene en Algérie Nord-Occidentale
Age, premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distension
C.R.A.S. Sie D - Tome 279 pp. 311-314

- TOKSÜZ M-N., MINEAR J-W, JULIAN B. 1971
Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab.
Journ. Geophys. Res. - Volume 76 pp. 1113-1138

- TOURNON J. 1969
Les roches basaltiques de la province de Gerone (Espagne) basanites à leucite et basanites à analcime
Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallographie 92 pp. 376-382

V

- VAN DER VOO R. 1969
Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula
Tectonophysics - 7 pp. 5-56

- VASS D., BAGDASARJAN G-P., BAJANIK S. 1974
Contribution to the Neogene radiometric time scale from northern Africa
Geol. Mag. 111 (2) pp. 149-155

- VASS D. 1975
Radiometric time-scale of the Neogene
in Report of the working group on radiometric age and Paleomagnetism
I U G S Regional Committee on Mediterranean Neogene stratigraphy
Bratislava pp. 103-117

- VELDE D. 1969
Minettes et kersantites - une contribution à l'étude des lamprophyres
Thèse Université de Paris

- VELDE D. 1974
Les roches intrusives post-miocène de la Galite Tunisie
2ème Réunion annuelle des Sc. de la Terre Nancy p. 383

- VELLUTINI P. 1973
Mise en évidence de deux cycles magmatiques dans le complexe volcanique du Cinto (Corse NW)
C.R.A.S. Sie D - Tome 176 pp. 913-916

- VIDAL Ph. 1972
La signification des données radiométriques dans les domaines polyorogéniques
Colloque Liblice Tchécoslovaquie 1972
Corrélation des évènements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe

- VILA J-M. 1970
Le Djebel Edough : un massif cristallin externe du NE de la Berbérie
B.S.G.F. (7) - Tome XIX pp. 805-812

- VILA J-M., HERNANDEZ J., VELDE D. 1974
Sur la présence d'un filon de roche lamprofitique (trachyte K à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba et Hammam Meskoutine dans l'Est du Constantinois
C.R.A.S. Sie D pp. 2589-2592

- VILAND J-C. 1966
Etude pétrographique dans les Beni Bou I frour
Thèse 3ème cycle - Université de Paris Fac. Sc. 163 pages

- VOLK H. 1966
Geologie und stratigraphic des neogenbeckens von Vera Südöst Spanien
Thèse Amsterdam

W

- WESTPHAL M., BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. 1973
A computer fit of Corsica and Sardinia against Southern France
E. Pl. Sc. Let. 18 pp. 137-140

- WESTPHAL M., ORSINI J., VELLUTINI P. 1976
Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques
Tectonophysics 30 pp. 141-157

- WEZEL F-C. 1973
Diacronismo degli eventigedogici oligo-miocenici nelle Maghrebidi
RiV. mineraria - Siciliana Anno XXIV n° 142-144 pp. 219-232

- WINNOCK E. 1973
Colloque de l'A.T.P. de Gibraltar
B.S.G.F. (7) Tome XV p. 167

- WORLD DATA CENTER 1976
Publication for solid earth geophysics. Boulder Colorado (U.S.A.)
Terrestrial heat flow data
A contribution to international geodynamics project

Z

- ZECK H.P. 1968
Anatectic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite - labradorite - dacite with many inclusions of restite and basaltoïd material - Cerro del Hoyazo
Thèse Amsterdam 161 pages

- ZECK H.P., SOEDINO H. 1970
A Tortonian age for sedimentary rocks directly overlying volcanics in the western part of la Serrata-Nijar, Prov. Almeria. SE SPAIN
Geologie en Mijnbow - Volume 49 (4) pp. 329-334